



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências

MARCIO LUIZ DA SILVA

**SEDIMENTAÇÃO E PEDOGÊNESE DA FORMAÇÃO MARÍLIA,
MAASTRICHTIANO DA BACIA BAURU, CENTRO-OESTE E SUDESTE DO
BRASIL**

CAMPINAS

2016

MARCIO LUIZ DA SILVA

**SEDIMENTAÇÃO E PEDOGÊNESE DA FORMAÇÃO MARÍLIA,
MAASTRICHTIANO DA BACIA BAURU, CENTRO-OESTE E SUDESTE DO
BRASIL**

**TESE APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
DOUTOR EM CIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS**

ORIENTADOR: PROF. DR. ALESSANDRO BATEZELLI

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO MARCIO LUIZ
DA SILVA E ORIENTADA PELO PROF. DR.
ALESSANDRO BATEZELLI**

CAMPINAS

2016

FICHA CATALOGRÁFICA

Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s): Não se aplica.

ORCID: <http://orcid.org/http://orcid.org/00>

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Cássia Raquel da Silva - CRB 8/5752

Si38s Silva, Márcio Luiz da, 1980-
Sedimentação e pedogênese da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia Bauru, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil / Márcio Luiz da Silva. – Campinas, SP : [s.n.], 2016

Orientador: Alessandro Batezelli
Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Calcretes. 2. Geologia estratigráfica - Cretáceo. 3. Intemperismo. 4. Solos - Formação. 5. Sedimentos e depósitos. I. Batezelli, Alessandro, 1972-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Sedimentation and pedogenesis of the Marília Formation, Maastrichtian of the Bauru Basin, Central-West and Southeastern Brazil

Palavras-chave em inglês:

Calcrete

Stratigraphy geology - Cretaceous

Weathering

Soils - Formation

Sediments and deposits

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Doutor em Ciências

Banca examinadora: Alessandro Batezelli [Orientador]

Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Alfredo Borges de Campos

Pablo Vidal-Torrado

José Alexandre de Jesus Perinotto

Data de defesa: 19-12-2016

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Marcio Luiz da Silva

“Sedimentação e Pedogênese da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia Bauru,
Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Alessandro Batezelli

Aprovada em: 19 / 12 / 2016

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Alessandro Batezelli – Orientador

Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira

Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto

Prof. Dr. Pablo Vidal Torrado

Prof. Dr. Alfredo Borges Campos

*A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora,
consta no processo de vida acadêmica do aluno.*

Campinas, 19 de dezembro de 2016.

DEDICATÓRIA



Dedico esta tese à minha mãe Maria Rosa da Silva (in memoriam), ao meu pai Teodoro Luiz dos Santos (in memoriam), ao meu filho Matheus Henrique Rodrigues Silva e a todos aqueles (amigos e familiares) que, direta ou indiretamente, contribuíram para a conclusão dessa pesquisa.

AGRADECIMENTO

Estes agradecimentos se destinam a todos aqueles que contribuíram, direta ou indiretamente, para a realização deste trabalho.

Agradeço primeiramente a Deus, autor da vida e senhor da história, pela constante presença na minha vida.

Em especial aos meus pais (*in memoriam*) pelo apoio incondicional que sempre me deram principalmente no que diz respeito aos estudos, e às minhas irmãs, irmãos e parentes pela compreensão e contribuição.

Em particular agradeço ao meu filho Matheus Henrique Rodrigues Silva, razão da minha vida e existência, fonte de inspiração e motivo da minha dedicação.

Ao estimado professor e orientador Alessandro Batezelli, pela amizade, pelos valiosos ensinamentos, pelo exemplo de vida e profissional, pelos incentivos, pelo bom humor sempre, pelas oportunidades e pela confiança depositada na minha pessoa.

Ao professor e amigo Francisco Sérgio Bernardes Ladeira (Chico), pelo apoio, incentivo, conselhos e pelo grande exemplo como geógrafo.

A todos os professores do IGE-UNICAMP, especialmente ao prof. Dr. Alfredo Borges, pela grandiosa contribuição que me prestou durante o período em que ministrou a disciplina Geoquímica do Solo e pela distinta colaboração na revisão da minha tese.

Ao professor Dr. Pablo Vidal Torrado (ESALQ – USP), pelo apoio e pelos ensinamentos dispensados ao longo da minha jornada acadêmica desde o mestrado.

Ao professor Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto (UNESP), pelas importantes sugestões direcionadas à qualificação e à tese, sem as quais eu não teria conseguido concluir minha pesquisa de doutorado.

À Lucia Helena e à Maria Aparecida, do Laboratório de Geoquímica da Unicamp e ao Rogério Marcon do Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin da Unicamp (LPCM-IFGW), meus sinceros agradecimentos pelo auxílio nas etapas analíticas deste trabalho.

Aos funcionários da Secretaria de Pós-Graduação, principalmente Valdirene Pinotti (Val), Maria Gorete Souza (Gorete) e Valdir Francisco, meu muito obrigado pelo suporte, dedicação, eficiência e busca pelo padrão de excelência no atendimento aos pós-graduandos.

A todos os meus colegas e amigos do IGE pela boa convivência, apoio e incentivos durante esse tempo. Agradeço especialmente à Fernanda Leonardi, à Sâmia Passarella, ao André Celarino (Bob), ao Everton Valézio (Tom), ao Diego Nascimento (Sapo), ao Gustavo Teramatsu, ao Luciano e todos os demais colegas e amigos que tive a oportunidade de uma convivência mais próxima. Muito obrigado pelas contribuições que a mim prestaram.

A todos os amigos e colegas do Instituto Federal do Sul de Minas Gerais, principalmente aqueles do Campus Inconfidentes, pelo apoio que me deram e pela credibilidade e disponibilidade durante esse período.

À Luana Alves Tavares, pelo apoio incondicional, pelo incentivo e por ter aturado meus momentos de mau humor e nervosismo, muito obrigado. Obrigado por ter me iluminado durante a maior parte da construção desse doutorado.

À Josiana Jussara, por sempre acreditar em mim e levantar meu moral, obrigado.

Aos amigos Samuel, Paulo, Enilson, Jadir e José Nilde, meu muito obrigado pelos constantes incentivos e palavras de apoio.

A minha querida esposa, a Cícera Rodrigues, muito obrigado pelo incentivo e apoio incondicional nesse período de término de elaboração da tese. Obrigado por você e Matheus terem estado comigo nesses momentos.

Por fim, gostaria de registrar os meus sinceros agradecimentos a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para conclusão deste projeto.

SÚMULA CURRICULAR

Marcio Luiz da Silva

É licenciado em Geografia (2007) pela Universidade Estadual de Montes Claros, especialista em Solos e Meio Ambiente (2008) pela Universidade Federal de Lavras, bacharel em Geografia (2011) pela Universidade Federal de Minas Gerais e mestre em Ciência Florestal (2012) pela Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, onde iniciou seus estudos focados em pedologia e paleopedologia. Desde 2012 atua como professor no Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Sul de Minas Gerais, lecionando as disciplinas de Geoprocessamento, Geologia e Pedologia, e Planejamento Urbano. Em meados de 2012 iniciou seu doutorado em Geociências na Universidade Estadual de Campinas, abordando o estudo sobre a integração entre paleopedologia e sedimentologia na Bacia Bauru, Formação Marília. Durante o período de doutorado, além dos créditos obtidos em diversas disciplinas cursadas na Unicamp (Paleopedologia aplicada a Paleogeografia; Direito dos Recursos Naturais; Arquitetura e Estratigrafia de Sequência de Sistemas Depositionais Desérticos: Depósitos e Paleossolos; Geoquímica do Solo; Solos das Regiões Intertropicais: Comportamento nas Paisagens; Paleossolos e Paleoambientais; Teoria e Métodos de Análise Geoespacial), cursos disciplinas também na UFMG (Análise de Bacias e Depósitos Minerais Sedimentares) e na ESALQ-USP (Micropedologia). Também durante esse período publicou vários trabalhos em congressos nacionais sobre Solos (XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo), Geoquímica (XV Congresso Brasileiro de Geoquímica) e Sedimentologia (VIII Simpósio do Cretáceo do Brasil). Três artigos também foram publicados em períodos, sendo dois no periódico *Geochimica Brasiliensis* (“Índices de intemperismo e evolução dos paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia Neocretácea Bauru” e “Uso de estimativas de paleoprecipitação e paleotemperatura em paleossolos cretáceos no Brasil: abordagem crítica”) e um na *Brazilian Journal of Soil Science* (“*Micromorphology of paleosols of the Marília Formation and their significance in the paleoenvironmental evolution of the Bauru Basin, Upper Cretaceous, southeastern Brazil*”). Com conteúdo indiretamente relacionado com o tema do doutorado, cinco artigos também foram publicados durante esse período (um na Revista Brasileira de Ciência do Solo, três na Revista Brasileira de Geografia Física e um na Revista Geociências da Unesp). Próximo ao término do doutorado, mais dois artigos foram submetidos, um no periódico *Cretaceous Research* (“Genesis and paleoclimatic significance of the palygorskite in the cretaceous paleosols of the Bauru Basin, southeastern Brazil”) e um, já aceito, na *Brazilian Journal of Geology* (“*Paleosols mineralogy of the Marília Formation and environmental evolution of the Maastrichtian of the Bauru Basin, southeastern Brazil*”). As diversas análises de sedimentos e paleossolos, efetivadas durante o doutorado, foram realizadas com o apoio financeiro da FAPESP e do IFSULDEMINAS.

EPÍGRAFE

“Nada existe de permanente a não ser a mudança.”

(Heráclito)

RESUMO

Integração entre métodos da sedimentologia e da paleopedologia tem auxiliado a análise paleoambiental e estudos de evolução de bacias sedimentares continentais. Solos e paleossolos refletem complexa inter-relação entre sedimentação, erosão e não-deposição, além de registrarem as condições ambientais durante seus processos evolutivos, por se constituírem sistemas abertos. Paleossolos também têm contribuído e permitido estudos mais completos de natureza estratigráfica, por indicarem estabilidade nas paisagens e descontinuidade temporal no registro sedimentar. A maioria das sucessões sedimentares que se formou em ambientes continentais é caracterizada por uma interestratificação vertical e horizontal de paleossolos e sedimentos. Estudos de interação entre paleossolos e sedimentos são valiosos instrumentos na reconstituição paleoambiental e estratigrafia de bacias sedimentares continentais, uma vez que os solos, além servirem como registros das condições ambientais, representam momentos de estabilidade da paisagem, podendo ser utilizados como *proxies* estratigráficos. O objetivo da presente tese foi elaborar um modelo de evolução paleoambiental do Maastrichtiano da Bacia Bauru, através do estudo da interação entre sedimentos e paleossolos, em sistemas deposicionais continentais. Foram descritas onze seções da Formação Marília (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10 e S11), compreendendo quarenta e três perfis. As análises micromorfológicas, mineralógicas e geoquímicas foram feitas de acordo com a literatura especializada. Foram identificadas três litofácies principais: arenito (S), conglomerado (G) e lamito (F). Os paleossolos da Formação Marília apresentaram horizontes argílicos (Btkm, Bt, Bss) e cálcicos (Bk) com distintos graus de cimentação, constituindo-se calcretes em sua maioria. Paligorskita, quartzo e calcita foram os minerais dominantes. Pedofeições texturais de revestimentos, distribuições relativas porfíricas, quitônicas e gefúricas, associadas com fábricas birrefringentes cristalíticas, granoestriadas, poroestriadas e salpicadas foram identificadas nos paleossolos. Na Bacia Bauru, a sedimentação da Formação Marília ocorreu durante o Maastrichtiano, a partir de depósitos de sistemas fluviais dominados por rios entrelaçados. Sedimentação, erosão e pedogênese foram processos que ocorreram de forma conjunta na Formação Marília. Os ciclos deposicionais, intercalados com processos erosivos, tiveram taxas de sedimentação variando entre altas e baixas, contínuas e lentas, episódicas e rápidas e controlaram a frequência de avulsões. Na Formação Marília, os paleossolos, exumados e soterrados, constituídos por horizontes argílicos e cálcicos, e definidos como poligenéticos, compostos e cumulativos, indicam o término de ciclos deposicionais, com taxas, intensidades e duração diferenciadas. Os paleossolos compreendem pedotipos bem drenados, moderadamente drenados, hidromórficos, indicativos de sazonalidade climática e pedotipos de condições mais secas. A Formação Marília corresponde a trato de sistemas deposicionais distributivos de clima semiárido, de baixa taxa de acomodação, dominados por depósitos de rios entrelaçados em zonas proximais a distais, depósitos de planície de inundação e depósitos eólicos limitados na porção intermediária e compreendidos por dunas *sand sea* isoladas. Os paleossolos, com horizontes cálcicos (Bk) e argílicos (Btk, Bt, Bss), são reflexos das paradas na sedimentação e da dinâmica de avulsão e erosão, indicando momentos de estabilidade da paisagem e das condições paleodeposicionais e sugerindo ciclicidade climática, com variação na umidificação do clima semiárido, acompanhada por mudanças na circulação hidrológica durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Palavras chaves: Calcrete; Cretáceo Superior; Intemperismo, Paleoambientes, Paleossolos; Sistema Fluvial Distributivo

ABSTRACT

Integration between methods of sedimentology and paleopedology has helped paleoenvironmental analysis and studies of evolution of continental sedimentary basins. Soils and paleosols reflect a complex interrelationship between sedimentation, erosion and non-deposition, in addition to registering the environmental conditions during their evolutionary processes, since they are open systems. Paleosols have also contributed and allowed more complete studies of stratigraphic nature, since they indicate stability in the landscapes and temporal discontinuity in the sedimentary record. Most of the sedimentary sequences that formed in continental environments are characterized by vertical and horizontal interstratification of paleosols and sediments. Studies of interaction between paleosols and sediments are valuable instruments in the paleoenvironmental reconstruction and stratigraphy of continental sedimentary basins, since the soils, besides serving as records of the environmental conditions, represent moments of stability of the landscape, and can be used as stratigraphic *proxies*. The objective of this thesis was to elaborate a paleoenvironmental evolution model of the Maastrichtian of the Bauru Basin, through the study of the interaction between sediments and paleosols, in continental depositional systems. Eleven sections of the Marília Formation (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10 and S11) were described, comprising forty three profiles. The micromorphological, mineralogical and geochemical analyzes were done according to the specialized literature. Three main lithofacies were identified: sandstone (S), conglomerate (G) and mudstone (F). The paleosols of the Marília Formation presented argillic (Btkm, Bt, Bss) and calcic (Bk) horizons with different degrees of cementation, constituting calcretes in their majority. Palygorskite, quartz and calcite were the dominant minerals. Textural pedofeatures of coatings, porphyric, chitonic and gefuric c/f-related distributions, associated with crystallitic, granostriated, porostriated e speckled b-fabrics were identified in the paleosols. In the Bauru Basin, the sedimentation of the Marília Formation occurred during the Maastrichtian, from deposits of fluvial systems dominated by braided rivers. Sedimentation, erosion and pedogenesis were processes that occurred together in the Marília Formation. The depositional cycles, interspersed with erosive processes, had sedimentation rates varying between high and low, continuous and slow, episodic and quick controlled the frequency of avulsions. In the Marília Formation, paleosols, exhumed and buried, constituted by argillic and calcic horizons, and defined as polygenetic, compound and cumulative, indicate the end of depositional cycles, with differentiated rates, intensities and duration. The palaeosols comprise well drained, moderately drained, hydromorphic pedotypes, indicative of climatic seasonality and pedotypes of drier conditions. The Marília Formation corresponds to the tracts of distributive fluvial systems of semi-arid climate, low rate of accommodation, dominated by deposits of braided rivers in proximal and distal zones, floodplain deposits and eolic deposits limited in the intermediate portion and comprised of dunes isolated. The paleosols, with calcic (Bk) and argillic (Btk, Bt, Bss) horizons, are reflections of the non-sedimentation and avulsion and erosion dynamics, indicating moments of landscape stability and paleodepositional conditions and suggesting climatic cyclicity, with variation in the humidification of the semi-arid climate, accompanied by changes in the hydrological circulation during the Maastrichtian of the Bauru Basin.

Keywords: Calcrete; Upper Cretaceous; Weathering, Paleoenvironments, Paleosols; Distributive Fluvial System

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	Pág.
Figura 1	41
Figura 2	43
Figura 3	47
Figura 4	48
Figura 5	49
Figura 6	52
Figura 7	54
Figura 8	56
Figura 9	60
Figura 10	63
Figura 11	64
Figura 12	70
Figura 13	77
Figura 14	79
Figura 15	84
Figura 16	87

	Carta cronoestratigráfica do Cretáceo da porção oriental da Bacia Bauru, com base em Amaral et al., 1967 (amostra CSN); Hasui e Cordani, 1968 (amostras AX, C-3, S-10, S-31, A-C2-4, OB-SN, SB, S-1, P, T-2, B-1); Sonoki e Garda, 1988 (amostras CT, CS, CCI); Machado Junior, 1992 (amostra CCII); Guimarães et al., 2012 e Fragoso et al., 2013 (pterossauros); Gobbo-Rodrigues, 2001 e Dias-Brito et al., 2001 (ostrácodes); Santucci e Bertini, 2001 e Martinelli et al., 2011 (Allosaurus)	88
Figura 17		
Figura 18	Fluxograma dos materiais e métodos	95
Figura 19	Exemplo de diagrama de rosetas de estruturas sedimentares de fluxo	98
Figura 20	Tipos de padrões de paleocorrentes, apresentados em diagrama de rosetas ..	99
Figura 21	Equipamentos utilizados na preparação e realização da microscopia eletrônica de varredura. A) metalizador Q150T da empresa Quorum Technologies; B) Coluna, detector EDS e software do MEV do Laboratório de Microscopia do IGE-UNICAMP	103
Figura 22	Equipamentos utilizados na preparação das amostras. A) britador de mandíbula; B) moinho planetário; C) moinho vibratório	105
Figura 23	Difratômetro de raios-X sob geometria Bragg-Brentano do LPCM/IFGW/UNICAMP: O ânodo A de um tubo selado geralmente com alvo de cobre gera o feixe de raios-X que é colimado pela fenda B e direcionado para a amostra de pó sobre um suporte plano C. O feixe difratado é filtrado pelo monocromador de grafite D e fenda E sendo detectado por um cristal cintilador e tubo fotomultiplicador F	106
Figura 24	Equipamentos utilizados na preparação das amostras para FRX. A) Prensador utilizado na confecção das pastilhas; B) Equipamento de fuso para a confecção dos discos de vidro	108
Figura 25	Principais litofácies da Seção S1 (Afloramento A-B). Há o predomínio de fácies conglomeráticas e areníticas: Gcm (conglomerado maciço clasto-suportado), Gmt (conglomerado com estratificação cruzada acanalada, matriz-suportado), Sh (arenito com laminação plano-paralela) e Sm (arenito maciço)	114
Figura 26	Principais litofácies da Seção S2 (Afloramento C-D). Há o predomínio de fácies conglomeráticas e areníticas: Gcm (conglomerado maciço clasto-suportado), Gmt (conglomerado com estratificação cruzada acanalada, matriz-suportado), Sh (arenito com laminação plano-paralela) e Sm (arenito maciço)	115
Figura 27	Principais fácies da Seção S10 (Afloramento T): Gmm (conglomerado maciço, matriz-suportado), Gmi (conglomerado intraformacional), Fm (lamito maciço com lentes de arenito), Sm (arenito maciço), St (arenito com estratificação cruzada acanalada) e Pc (paleossolo cálcico). A) Níveis de arenito maciço no perfil; B) Arenito conglomerático estratificado com clastos intraformacionais; C) Alternância de lamitos e conglomerados com cruzadas; D) Arenito com estratificação cruzada acanalada; E) Marcas de raízes com halos de oxirredução (indicando parte de um horizonte B de paleossolo); F) Marca de raiz truncada pela camada (depósito ou horizonte) acima	116
Figura 28	Principais fácies da Seção S11 (Afloramento U): Gmm (conglomerado maciço, matriz-suportado), Gmi (conglomerado intraformacional), St (arenito com estratificação cruzada acanalada), Stt (arenito com estratificação cruzada tangencial) e Pc (paleossolo cálcico). A)	118

	Estratificações cruzadas de pequeno a médio porte com níveis de clastos (os clastos estão, em sua maioria, imbricados); B) Paleossolo com muitos nódulos carbonáticos (calcrete); C) Fácies maciça de arenito intercalada com fácies conglomeráticas; D) Arenito com sets de cruzadas acanaladas; E) Sets de cruzadas tangenciais em arenitos; F) Ortoconglomerado basal (composto por seixos de quartzo, basalto, quartzito); G) Intraclastos	
Figura 29	Fácies da Seção S3 (Afloramento E-F): St (arenito fino a médio com estratificações cruzadas de grande porte). A) Visão do afloramento expondo grandes estratificações cruzadas; B) Detalhe do afloramento com sets de cruzadas	119
Figura 30	Principais fácies da Seção S4 (seção G-H-I). A) St (arenito fino a médio com estratificações cruzadas de grande porte pouco preservadas) acima do calcrete; B) Arenito maciço (Sm) intercalado com paraconglomerado maciço (Gmm); C) Conglomerado intraformacional (Gmi) composto principalmente por clastos de argila e nódulos carbonático; D) Lentes de lamitos (Fm) intercalados entre os paraconglomerados (Gmm), arenitos e paleossolos; E) Arquitetura de um paleocanal preservado, preenchido por depósitos pedogeneizados e lentes de lamitos na parte inferior (Fm) fracamente cimentados por carbonatos. A porção acima do paleocanal compreende paleossolo cálcico (Pc) fortemente cimentado por CaCO ₃ ; F) Paleossolo com intensa feições de bioturbação e cerosidade (Pf)	121
Figura 31	Principais fácies da Seção S5 (seção J-K). A) Lentes de lamitos (Fm) intercalados nas fácies areníticos com estratificações cruzadas e estruturas maciças (Sm). A porção inferior evidencia horizonte de paleossolo (Pf); B) Arenitos com laminações plano-paralelas pouco preservadas (Sh) e com estratificações cruzadas acanaladas (St). Sob o arenito com laminação plano-paralela está exposto horizonte de paleossolo (Pf); C) Detalhe das laminações plano-paralelas do arenito (Sh); D) Paleossolo cálcico (Pc) abaixo do paraconglomerado maciço (Gmm); E) Ortoconglomerado (Gcm) pouco comum na seção S5; F) Conglomerado intraformacional (Gmi) composto principalmente por clastos de argila e nódulos carbonáticos	122
Figura 32	Principais fácies da Seção S6 (seção L-M). A) Estrutura maciça de arenito parcialmente preservada (Sm) sob horizontes de paleossolos cálcicos (Pc); B) Conglomerado intraformacional (Gmi) intercalado com horizontes de paleossolos (Pc); C) Lentes de lamito (Fm) intercalado com paleossolos; D) Paleossolo com intensa feições de bioturbação e halos de redução (Pf) ..	124
Figura 33	Principais fácies da Seção S7. A) Paleossolo cálcico (Pc); B) Lentes de lamito (Fm); C) Conglomerado intraformacional (Gmi); Paleossolo com horizonte argílico (Pf)	125
Figura 34	Principais fácies da Seção S8 (seção P-Q). A) Lente de conglomerado intraformacional (Gmi) composto por clastos de argila e nódulos, intercalado a calcretes (paleossolos); B) Horizonte de paleossolos (Pc) composto por calcrete friável; C) Paleossolo com horizonte argílico (Pf) intercalado a lentes conglomeráticas de clastos de argila e nódulos carbonáticos; D) Nódulos no paleossolos com horizonte argílico (Pf)	126
Figura 35	Principais fácies da Seção S9 (seção R-S). A) Fácies de arenito maciço (Sm) sobre paraconglomerado maciço (Gmm); B) Detalhe do conglomerado maciço matriz-suportado, intensamente cimentado por	127

	carbonato; C) Paleossolo cálcico (Pc) com estrutura em blocos; D) Paleossolos cálcico (Pc) sobre paraconglomerado (Gmm) altamente cimentado por CaCO_3	
Figura 36	Arquitetura da Seção S1 (Seção A-B) com os principais elementos, fácies e seção colunar representativa do afloramento. A Seção S1 está localizada na Rodovia Quirinópolis - Rio Verde a 38 km de Quirinópolis – GO, com coordenadas geográficas 18° 07' 31" S de Latitude (ϕ) e 50° 28' 45" W de Longitude (λ)	129
Figura 37	Principais elementos arquitetônicos da Seção S2 com as fácies e seção colunar representativa. A Seção está localizada na rodovia Itajá-Caçú a 2 km de Caçú-GO	131
Figura 38	Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos do afloramento S10. A) Paleossolo cálcico (Pc) bastante bioturbado e com halos de oxidação e redução; B) Intercalação de fácies lamíticas (Fm) e conglomerados matriz-suportado estratificado (Gmt); C) Diversidade de feições de oxidação e redução em horizontes de paleossolos cálcicos (Pc); D) Detalhe da bioturbação com halos no horizonte de paleossolo cálcico (Pc). A sobreposição de depósitos intensamente pedogeneizados (P) sobre depósitos com fácies sedimentares preservadas (porção inferior do afloramento) pode indicar rápidos ciclos deposicionais, os quais não possibilitaram o avanço dos processos pedogenéticos sobre os sedimentos preservados (fácies da porção inferior do afloramento)	133
Figura 39	Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos do afloramento S11. A) Paleossolo cálcico (Pc) na porção superior do afloramento; B) Estratificações cruzadas tangenciais (Stt) evidenciando superfícies de primeira (1) e segunda (2) ordem. Os clastos presente apresentam imbricamento; C) Ortoconglomerado maciço (Gcm) na porção inferior do afloramento. A sobreposição de depósitos intensamente pedogeneizados (P) sobre depósitos preservados (D) sugere que houve ciclos deposicionais rápidos não possibilitando o avanço dos processos pedogenéticos sobre os sedimentos preservados	134
Figura 40	Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos da Seção S3 (E-F), localizada no município de Gurinhatã (BR 364 - coordenadas UTM 644906 mE e 7858592 mN na zona 22K, 643m de altitude). A) Estratificações cruzadas de grande porte nos depósitos de arenito fino a médio; B) Detalhe dos sets de cruzadas; C) Porção do afloramento evidenciando a variação nas tonalidades das cores dos depósitos tipo red beds; D) Detalhe da fácies St, evidenciando superfícies de 1ª ordem; E) Visão parcial da seção expondo grandes estratificações; F) Ventifacto encontrado nos afloramentos da Seção S4	136
Figura 41	Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos da Seção S4 (G-H-I), localizada no município de Campina Verde (BR 364 – coordenadas UTM 648999 mE e 7851373 mN na zona 22K, 683m de altitude). A) Porção inferior da Seção S4, evidenciando uma superfície erosiva; B) Visão parcial do afloramento com os principais elementos arquitetônicos (SB, LV, SD); C) Paraconglomerado suportado por matriz arenosa (Gm) comum na Seção; D) Geometria e feição erosiva característica de paleocanais menores (CH); E) Elementos da porção média da Seção S4; F) Porção superior da Seção com fácies de laminações plano-	138

	paralelas parcialmente preservadas; G1) Fóssil de vertebrados, comuns na porção superior da S4	
Figura 42	Seção colunar, fácies e elementos arquitetônicos da Seção S5, localizada entre os municípios de Comendador Gomes e Campina Verde (Km 126 da BR 364 – coordenadas UTM 668801 mE, 7828950 mN, 22K, 616 m). A) Depósitos de arenito maciço e com laminações; B) Detalhe com as laminações plano-paralelas parcialmente preservadas (fácies Sh); C) Feição erosiva na base do canal (elemento CH); D) Depósitos de acreção lateral (LA) com estratificações cruzadas acanaladas (St); E) Ortoconglomerado sustentado por clastos; F) Depósitos de planícies de inundação (elemento FF) com fácies lamíticas (Fm) intercaladas com as fácies de arenito maciço (Sm)	140
Figura 43	Seção colunar, fácies e elementos da Seção S6, localizada entre os municípios de Pompéia e Quintana, a 800 m do trevo de Borá na rodovia João Ribeiro de Barros (SP-294 - coordenadas UTM 567136 mE, 7560222 mN, 22K, 552 m). A) Fácies lamíticas (Fm) comuns no afloramento; B) Paleossolo (Pf) intercalado a fácies de arenito maciço preservada (Sm) dentro do paleocanal; C) Paraconglomerado matriz-suportado (Gmm); D) Lentes conglomeráticas (Gmi) intercalada a paleossolos (Pc)	142
Figura 44	Seção colunar, fácies e elementos da Seção S7 (N-O), localizada na Rodovia João Ribeiro de Barros (SP 294) no município de Garça – SP (coordenadas geográficas com ϕ -22° 13' 46,76058" e λ -49° 40' 21,63706", altitude média de 601 m). A) Visão parcial da Seção S7 exibindo perfis de paleossolos (Pc e Pf); B) Lentes de lamito (fácies Fm) pouco comuns na Seção; C) Paraconglomerado sustentado por matriz (Gm) pedogeneizado; D) Porção média da Seção com paleossolos cálcicos (Pc)	144
Figura 45	Seção colunar, fácies e elementos da Seção S8 (P-Q), localizada no Km 248 da Rodovia Bauru-Ourinhos (SP 225) no município de Piratininga – SP (coordenadas geográficas de ϕ -22° 26' 13,75552" e de λ -49° 08' 20,72877", 633 m de altitude). A) Paleossolo cálcico (Pc) na base da Seção S8; B) Visão parcial da base da Seção com o elemento arquitetônico identificado (SB); Visão parcial da porção média e superior da Seção S8 mostrando a geometria preservada de pequenos canais (CH) preservados ...	146
Figura 46	Seção colunar, fácies e elementos da S9, localizada na Rodovia Marechal Rondon (SP-300) no município de Botucatu (coordenadas UTM 7467399 mN (Y) e 759923 mE (X) na zona 22K, 808 m de altitude). A) Visão parcial da base do afloramento expondo depósitos de paraconglomerado matriz-sustentado (Gmm) e paleossolo cálcico (Pc); B) Visão parcial do afloramento com os principais elementos arquitetônicos representados; C) Fácies conglomerática (Gmm) da base da Seção S9	148
Figura 47	Mapa de paleocorrentes da Formação Marília	150
Figura 48	Diversidade de horizontes de paleossolos identificados na Formação Marília. A) Horizonte Bt de paleossolo da Seção S4; B) Cerosidade presente nos pedrs do horizonte Bt da Seção S4 (setas amarelas); C) Horizonte Bss de paleossolo da Seção S6; D) Superfícies de fricção (slickensides) do horizonte Bss (seta); E) Horizonte Bkm paleossolos da Seção S9, com intensa cimentação carbonática; F) Mosqueamento presente no horizonte Cg da Seção S4	151
Figura 49	Estruturas prismáticas, em blocos, laminares e maciças de horizontes dos	152

	paleossolos da Formação Marília. A) Estrutura prismática do horizonte Btkm de paleossolo da Seção S8, com muitos nódulos carbonáticos; B) Estruturas em blocos do horizonte Bt de paleossolo da Seção S8, com destaque para uma grande bioturbação; C) Cimentação carbonática (seta preta) envolvendo a base de uma estrutura em blocos (peds) do horizonte Bt de paleossolos da Seção S8; D) Estrutura laminar do horizonte Bkm de paleossolos da Seção S7 (estágio de desenvolvimento morfológico de cimentação carbonática V ou VI); E) Estrutura laminar de horizonte Bk presente na Seção S5 (estágio morfológico V); F) Estrutura maciça de horizonte C presente na Seção S4, com muitas bioturbações	
Figura 50	Tipos de calcretes identificados na Formação Marília. A) Calcrete pulverulento (horizonte C de paleossolo da S8); B) Calcrete laminar (horizonte Bkm na Seção S7); C) Calcrete crosta dura (horizonte Bkm na Seção S9; D) Calcrete mosqueado (abaixo do horizonte Bss da S6); E) Calcrete nodular (horizonte Btkm da S8)	153
Figura 51	Exemplos de paleossolos exumados e soterrados da Formação Marília. A) Raiz com halos de redução (seta) truncada por depósito (que posteriormente sofreu pedogênese) na Seção S10. Esse fenômeno, comuns nos paleossolos da Formação Marília, acusa processos erosivos anteriormente à nova deposição; B) Sobreposição de perfis de paleossolos (P) na Seção S4. O perfil superior está exumado, assim como os outros, pois dificilmente se identificam paleossolos com o horizonte A preservado. Após processos erosivos, ocorreram novas deposições e processos de pedogênese. Esses perfis sobrepostos evidenciam processos de exumação e soterramento de paleossolos	154
Figura 52	Perfis representativos das Seções S10 e S11. A Seção S11 apresenta paleossolos com sequência de horizontes C e C/Bk. A Seção S10 apresenta dois perfis de paleossolos (P1 e P2) com sequência C/Bk de horizontes. Os perfis de paleossolos são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA)	156
Figura 53	Perfis representativos da Seção S4. Dezesesseis perfis de paleossolos com diversidade de horizontes (Bt, Btk, Bk, C, Ck, Cg) foram identificados nos afloramentos descritos da Seção. Os perfis de paleossolos correspondem aos produtos do intemperismo das litofácies, e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA)	158
Figura 54	Perfis representativos da Seção S5. Oito perfis de paleossolos com diversidade de horizontes (Bt, Bk, C, Ck, Bk/Ck) foram identificados na Seção. Os perfis de paleossolos são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA)	163
Figura 55	Perfis representativos das Seções S6 e S7. A Seção S6 compreende seis perfis de paleossolos. Na Seção S7 foram identificados dois perfis. Os perfis de paleossolos (pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA)	165
Figura 56	Perfis representativos das Seções S8 e S9. A Seção S8 possui cinco perfis de paleossolos e a Seção S9, dois perfis. Os perfis de paleossolos	168

	(pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA)	
Figura 57	Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte Bkm, Bt e Btkm. A) Fundo matricial do horizonte Bkm da Seção S9. Material grosso constituído predominante por quartzo (Q) em formato de blocos, granulometria de areia média (200-500 µm) e seleção moderada a pobre. Material fino composto principalmente por cimento de CaCO ₃ de matriz micrítica (mC). Distribuição relativa porfírica (p); B) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL); C) Fundo matricial do horizonte Bt1 da Seção S8 (gm) evidenciando distribuição relativa porfírica fechada (p) e quitônica (q), realçada em nicóis cruzados. O material grosso é constituído predominante por quartzo (Q) em formato de blocos. O fino é composto por cimento de CaCO ₃ e minerais de argila com óxidos de ferro; D) Idem com NC. As setas vermelhas identificam fábricas birrefringentes granoestriada e salpicada e a amarela, iluviação de argila; E) Fundo matricial do horizonte Btkm da Seção S7 evidenciando distribuição relativa porfírica fechada (p). No fundo matricial, o material grosso é constituído predominante por quartzo (Q) em formato de blocos, enquanto o fino é composto principalmente por cimento de CaCO ₃ de matriz micrítica (mC) e minerais de argila com óxidos de ferro. As setas amarelas identificam minerais primários em processo de alteração físico-química. Nódulo de ferro está indicado pela seta azul e revestimento de argila pela verde; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X (aumento de 250 vezes)	172
Figura 58	Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte C (Seção S5), Cg (Seção S4) e Bk/Ck (Seção S5). A) Porosidade interagregada (seta amarela) e transagregada (seta vermelha) tipo câmaras (possivelmente trata-se de uma porosidade secundária ou pós-deposicional, um pedoporo) no horizonte C (Ck) da Seção S5. O material fino é constituído completamente por calcita micrítica (mC); B) Idem com NC. É possível perceber a fábrica birrefringente cristalítica do material fino (calcita micrítica); C) Fundo matricial (gm) de horizonte Cg da Seção S4. Seleção moderada a pobre do material grosso representado pelo quartzo (Q), porosidade intergranular ou de empacotamento complexo (possivelmente trata-se de porosidade primária, deposicional ou geogênica herdada do material de origem, litoporo, comum em horizonte C). A distribuição relativa é predominantemente gefúrica (g) e feições de depleção de manganês (Mn) estão presentes; D) Idem com NC. É possível observar fábrica birrefringente poroestriada no horizonte; E) Feições do fundo matricial (gm) do horizonte Bk/Ck da Seção S5. A distribuição relativa é porfírica (p). Observa-se nódulo estável e parcialmente impregnado (n) revestido por material micrítico. A porosidade secundária interagreda de câmara está completamente cimentada, constituindo-se numa porosidade intercrystalina; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X (aumento de 1000 vezes)	174
Figura 59	Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte BtkC (Seção S7), BtC (Seção S8) e Bss (Seção S6). A) Fundo matricial (gm) do horizonte BtkC com material grosso (dominância de quartzo - Q)	175

	<p>pobremamente selecionado e alterado (Q) e distribuição relativa predominantemente quitônica (q). Em algumas porções da lâmina observa-se, em menor percentual, distribuição relativa porfírica; B) Idem com NC. É possível perceber fabricas birrefringentes granoestriadas e material fino misto de cimento e material argiloso; C) Fundo matricial (gm) do horizonte BtC com material grosso (dominância de quartzo - Q) pobremamente selecionado e distribuição relativa predominantemente quitônica (q); B) Idem com NC. É possível perceber fabricas birrefringentes granoestriadas e material fino argiloso; E) Fundo matricial (gm) do horizonte Bss com distribuição relativa gefúrica (g) com regiões quitônicas e material grosso moderadamente selecionado. A porosidade secundária (epigenética ou pós-deposicional) é resultante do processo de contração e expansão (hidratação-desidratação), tratando-se de um poro fisiogênico (pedoporo fissural). Diferentemente dos poros tipo canais, nos poros fissurais (seta amarela) o diâmetro não é constante e as paredes não são lisas, tendo uma extensão relativamente longa. Esse poro fissural corresponde a greta de contração do horizonte Bss; F) Fundo matricial (gm) do horizonte Bss com distribuição relativa porfírica (p) e porosidade fissural preenchida por calcita (setas amarelas)</p>	
Figura 60	Difratogramas com análise quantitativa por Refinamento Rietveld de horizontes da Seção S8 e S9	191
Figura 61	Difratogramas com análise quantitativa por Refinamento Rietveld de horizontes das Seções S7 e S8	192
Figura 62	Comportamento dos principais óxidos (alumina, magnésia, óxidos de cálcio e ferro, sílica) nos perfis da Seção S9 (A), Seção S8 (B) e Seção S7 (C)	197
Figura 63	Fácies e elementos arquitetônicos da Formação Marília característicos de sistema fluvial entrelaçado. A) Paleocanal (CH) preenchido por conglomerado clasto-suportado e ortoconglomerado estratificado (Gcm, Gct) na Seção S9. A porção superior ao canal é caracterizada por ciclos granodecrescente ascendente (finning upward) indicado pelas setas vermelhas; B) Conglomerado maciço suportado por clasto (Gcm) identificado na base da Seção S11; C) Intercalação de fácies lamíticas tabulares e em lentes (Fm) e lentes conglomeráticas estratificadas (Gmt) na Seção S10. Os clastos apresentam certa imbricação; D) Paleocanal (CH) delimitado por superfície erosiva (setas) e preenchido por material lamítico pedogeneizado (Seção S4); E) Ciclos finning upward na Seção S8; F) Arenito conglomerático estratificado (St) com imbricamento de clastos (setas) na S11	---
Figura 64	Geometria de corpos arenosos de canais fluviais (Complexo amalgamado em lençóis)	203
Figura 65	Interpretação de aspectos morfológicos de perfis de paleossolos da Formação Marília. A) Base do horizonte C2 (P1) da Seção S9 (a base não possui cimentação por CaCO ₃ , indicando tratar-se de calcrete pedogênico); B) Base conglomerática do perfil 4 (Seção S8) com pouca cimentação carbonática se comparada com as porções superiores do perfil; C) A seta vermelha indica uma grande bioturbação (rizólito) no horizonte Btc (P4 da Seção S8) com halos de redução (branco) e oxidação (feição mais avermelhada). Os rizólitos são estruturas organossedimentares produzidas	207

	pela decomposição e atividade das raízes das plantas (Durand et al., 2010); D) Bioturbações com e sem preenchimento de material carbonático na Seção S8. A seta preta indica um rizólito (tubo de carbonatos precipitado, que preencheu os antigos furos de raízes ou animais), feição comum nos paleossolos da Formação Marília. A seta vermelha indica uma krotovina (marca de bioturbação preenchida por outros materiais) na parte superior; E) Nódulos presentes nos paleossolos da Seção S5 (setas); F) Bioturbação no horizonte Bt da Seção S8; G) Rizoconcreção presente na Seção S4 constituído principalmente por material carbonático; H) Pisólito com bandas concêntricas de material com óxidos de ferro e manganês (Seção S4)	
Figura 66	Perfil ideal de calcrete pedogênico, com transição gradual entre os horizontes	208
	Pedofeições recorrentes na Seção S4. A) Rizólitos, muito comuns nos afloramento da Formação Marília; B) Nódulos concêntricos constituídos de carbonato e material com óxido de ferro (setas vermelhas); C) Marcas de raízes com halos de redução e oxidação (seta amarela) truncada possivelmente por processos erosivos ou depósitos (seta amarela); D) Marcas de raízes com halos de redução (setas) avançando sobre diferentes depósitos alterados (característico de paleossolos poligenéticos)	209
Figura 67	Interpretação de padrões de alteração e substituição de minerais. A) Processo concomitante de intemperismo e substituição do quartzo policristalino pela calcita (seta vermelha) no horizonte Bt1 (P5 da S8). O processo de substituição de silicato pela calcita (epigênese) é muito comum em horizontes com elevado teor de CaCO_3 . O pH alcalino desses horizontes provoca uma desestabilização do quartzo e a sua substituição por calcita, devido à tendência oposta na solubilidade de silício e carbonatos em função do pH. Nesse processo de substituição denominado brechação (apontado pela seta vermelha), os grãos minerais são, pela ação dos carbonatos, desintegrados em uma série de fragmentos separados, mas, geralmente, com preservação da orientação óptica dos cristais originais. O quartzo em processo de intemperismo apresenta padrão de alteração linear paralela e pontilhada com grau 3 (indicando que 75 a 97,5% do mineral foi meteorizado); B) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL). Com luz polarizada é possível perceber um processo de superimposição de material argiloso (óxidos de ferro) sobre as feições carbonáticas; C) Processo de alteração parcial com substituição carbonática no feldspato do horizonte Bk/Ck do P2 da S7 (seta amarela). O feldspato apresenta padrão de alteração linear irregular com grau 1 (indicando que 2,5 a 25% do mineral foi intemperizado); D) Idem com NC; E) Padrão de intemperismo linear paralelo com grau 3 na biotita (B) do horizonte Bkm1 do P2 da S7 (seta amarela). A seta vermelha indica feição de preenchimento denso descontínuo (pedotúbulo), representado pelo mineral paligorskita (P). Feldspato (F) também está presente no material grosso, além do quartzo (Q), em proporções elevadas; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X	211
Figura 68	Processo de recristalização e feições de bioturbação em horizontes de paleossolos. A) Processo de recristalização de CaCO_3 no horizonte C2 do P2 (Seção S9), resultando em feição pedológica cristalina (cristalária)	212
Figura 69		

representada pelo nódulo carbonático com 1.768 μm (1,7 mm) de comprimento (seta amarela); B) Idem com NC; C) Bioturbação no horizonte Bt1 (P4 da Seção S8), compreendendo uma feição pedológica de preenchimento solto contínuo (pedotúbulo), com aproximadamente 2.662 μm de comprimento, preenchida por grãos de quartzo (krotovina); D) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL); E) Feição pedológica cristalina (cristalária), representada pela marca de raiz (rizólito de CaCO_3) no horizonte Bk/Ck (P1 da Seção S7); F) Idem com NC. As imagens A e B foram obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X. As imagens C, D, E e F foram obtidas pela lupa binocular de 2X (aumento de 20 vezes)

A) Nódulo carbonático típico fortemente impregnado e estável com aproximadamente 781 μm de comprimento (seta amarela) no cimento micrítico (mC) do horizonte Bkm1 (P2 da Seção S7); B) Idem com XPL; C) Microcodium no horizonte Bkm1 do P2 da Seção S7 (setas); D) Idem com nicóis cruzados (NC, LP); E) Processo de substituição e feição de bioturbação no horizonte laminar Bkm1 do P2 da Seção S7. A seta vermelha indica uma marca de raiz calcificada, comum em calcrete rizogênico (constituída por calcita pendente, indicativa de umidade e alta atividade biológica); F) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL). Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X

213

A) Aspectos da hierarquia e cronologia do horizonte Bkm do P2 (Seção S9). A hierarquia mostra grãos de quartzo (Q), calcita microesparítica (C) e paligorskita (P) no primeiro nível que se situa no fundo matricial (segundo nível). A seta amarela indica uma biotita alterada; B) Idem com XPL; C) Feições pedológicas de revestimento no horizonte Bt2 (P4 da Seção S8). A seta amarela indica um revestimento de argila com óxidos de ferro em torno do grão de quartzo (Q), típica feição pedológica autóctone. É possível perceber a orientação da argila, produto do processo de iluviação; D) Idem com XPL; E) Aspecto do fundo matricial (hierarquia e cronologia) e feições pedológicas do horizonte Btkm (P1 da Seção S7). As setas alaranjadas evidenciam revestimentos de argila com óxidos de ferro (feições pedológicas autóctones) e a amarela, uma biotita intemperizada. Em torno da biotita é possível observar processos de pedoplasmação, com fábrica granoestriada; F) Idem com XPL. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X

214

A) Pisólito mostrando anéis concêntricos de material contendo ferro (Bt1 do P4 da Seção S8), com luz natural (LN ou PPL). A seta amarela evidencia ainda argila com óxidos de ferro revestindo o pisólito. É possível perceber a presença da distribuição relativa quitônico-enáulica (parcialmente evidenciada pela seta amarela); B) Idem com NC; C) Pingente de calcita (calcita pendente) no horizonte Btkm do perfil 1 (P1) da Seção S7, abaixo dos grãos de quartzo (Q), indicada pela seta vermelha. As camadas de calcita pendente estão entre os grãos de quartzo (Q) e na porção superior esquerda, é possível perceber um canal de porosidade (v); D) Idem com NC; E) Calcita citomórfica (CYC) no horizonte Btkm do perfil 1 (P1) da Seção S7, indicada pela seta amarela. A seta vermelha identifica uma biotita, pouco alterada. F) É possível observar a zona de

216

	descalcificação, realçada com nicóis cruzados, em torno do canal de raiz preenchido pela calcita citomórfica (CYC). As figuras A, B, E e F foram obtidas com microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X (aumento de 1000 vezes). As figuras C e D foram obtidas com objetiva de 2,5X	
Figura 73	Paleossolos com perfis compostos da Seção S11 e S12	219
Figura 74	Paleossolos com perfis compostos, poligenéticos e cumulativos da Seção S4 e S5	220
Figura 75	Paleossolos com perfis compostos, poligenéticos e cumulativos da Seção S6, S7, S8 e S9	221
Figura 76	Seções S7, S8 e S9 e relações molares associadas a matérias parentais: relação molar de proveniência (P) e material de origem (MO). P: TiO_2/Al_2O_3	224
Figura 77	Gênese e evolução do relevo regional, evidenciando os depósitos e pedogênese na Formação Marília. a) Reconstituição da paleosuperfície da Formação Marília com a possível posição genética dos pedotipos no relevo (durante o Cretáceo Superior); b) Modelo atual com o processo de inversão de relevo na Bacia Bauru. Os platôs preservados correspondem aos calcretes da Formação Marília	227
Figura 78	Modelo de inversão de relevo associado à calcretes da Formação Marília. a) Formação de calcretes nas porções mais baixas do relevo (a morfologia dos canais fluviais é predominantemente de rios entrelaçados); b) Porções mais elevadas (planaltos), resultantes de erosão diferencial de parte dos calcretes	228
Figura 79	Processo de inversão de relevo através da formação de calcrete	229
Figura 80	MEV do horizonte C1 (P3 da Seção S8). A) Autigênese da paligorskita (P), revestindo grãos de quartzo (Q) e calcita; B) Detalhe da paligorskita (P) sob a forma de agregado de fibras entrelaçadas revestindo o grão de quartzo (Q); C) Formação da paligorskita (P) através da alteração da esmectita (E). É possível observar paligorskita sob a forma de agregado de fibras entrelaçadas preenchendo os poros, feição típica de paleossolo (SINGER, 1984, 2002); D) Detalhe do agregado fibroso com fios entrelaçados e com certa orientação da paligorskita	234
Figura 81	MEV do horizonte Bkm1 (P2 da Seção S9). A) Associação de paligorskita com calcita; B) Detalhe da autigênese da paligorskita (P), formando um agregado de fibras entrelaçadas; C) Autigênese da paligorskita (P) entre a calcita microesparítica (seta amarela) e esparítica (C); D) O padrão EDS dos agregados de paligorskita fibrosa sugere uma composição elementar principal constituída por Si, Al, Mg e O, com menor quantidade de C e Ca. A fórmula química da paligorskita identificada no horizonte Bkm1 é $(Mg, Al)_5(Si, Al)_8O_{20}(OH)_{28}H_2O$; E) Análise EDS da calcita esparítica (C) do horizonte Bkm1, com uma composição química elementar constituída pelo Ca e O	---
Figura 82	Variação dos percentuais de quartzo, calcita e paligorskita nas Seções S7, S8 e S9	238
Figura 83	Taxas de precipitação média anual (MAP) para paleossolos com horizonte Bk. a) Climofunção de horizontes de paleossolos da Seção S9; b) Climofunção de horizontes de paleossolos da Seção S7	241

Figura 84	Taxas de precipitação média anual (MAP) e temperatura média anual (MAT) para paleossolos com horizonte Bt da Seção S8. a) Climofunções da paleoprecipitação; b) Climofunção da paleotemperatura	241
Figura 85	Relação entre as taxas de precipitação média anual (MAP) e temperatura média anual (MAT). a) Seção S8; b) Seção S7	242
Figura 86	Taxas de temperatura média anual (MAT) e de precipitação média anual (MAP) para paleossolos com horizonte Btk da Seção S7. a) Climofunção da paleotemperatura; b) Climofunções da paleoprecipitação	242
Figura 87	Limites entre clima árido, semiáridos e subúmido, baseado nas taxas de precipitação e temperatura média anual	244
Figura 88	Modelo de evolução climática para os paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia Bauru, baseado na mineralogia dos perfis	246
Figura 89	Estágios morfológicos de acumulação de carbonatos em paleossolos, com respectivos graus e idades aproximadas de desenvolvimento. A) Em sedimentos cascalhosos; B) Em sedimentos finos (areia e silte). Os valores de tempo relativo para cada fase (I, II, III, IV, V e VI) foram retirados de Retallack (2001)	250
Figura 90	Interpretação dos estágios morfológicos de acumulação de carbonatos definidos para vários horizontes (subsuperficiais e intermediários) de paleossolos da Formação Marília	251
Figura 91	Classificação segundo estágios morfológicos de acumulação de carbonatos para os diferentes horizontes de paleossolos da Formação Marília. Os horizontes Bk apresentaram valores de CaCO_3 bem superiores ao percentual que caracteriza um horizonte cálcio, que é de no mínimo 15% (BUOL et al., 1997)	253
Figura 92	Relações molares de calcificação (C), dolomitização (D) e salinização (S) para as Seções S5 e S6. C: $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; D: MgO/CaO ; S: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	254
Figura 93	Relações molares de calcificação (C) e salinização (S) para as Seções S7, S8 e S9. C: $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; S: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	255
Figura 94	Interpretação de feição textural de revestimento em horizontes Bt de paleossolos. A) Revestimento (cutã de contração ou <i>stress</i>) de grão por argila com material de óxido de ferro (ferri-argiã) no horizonte Bt (P1 da Seção S5); B) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela realça o revestimento pouco orientado; C) Hiporrevestimento de grãos (cutã de contração) por argila (argilã) impura no horizonte Bt2 (P4 da Seção S8); D) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o hiporrevestimento má orientado; E) Hiporrevestimento (cutã de difusão) por argila impura (argilã) em cavidades do horizonte Bt1 (P5 da Seção S8); F) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia a feição textural	258
Figura 95	Interpretação de feição textural de revestimento em horizontes Btk de paleossolos. A) Hiporrevestimento (cutãs de difusão por soluções e iluviação por soluções) de agregados por argila impura e carbonatos (argilã e calcã) no horizonte Btk (P2 da Seção S4); Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o material argiloso e a vermelha, material carbonático, pouco ou sem orientação; C) Revestimento e hiporrevestimento de poros e grãos por argila (argilã) impura e material carbonático (calcã) no horizonte Btk (P1 da Seção S7); D) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o revestimento pouco orientado de	259

argila por iluviação (solução) e a seta vermelha indica o hiporrevestimento de material carbonático por contração (stress); E) Hiporrevestimentos (cutãs de contração e difusão) por argila impura (argilã) e material carbonático (calcã) em agregados do horizonte BtkC (P2 da Seção S8); F) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o stress cutã de material argiloso e carbonático misturados

Figura 96

Padrões e graus de alteração para o mineral quartzo em diferentes horizontes de paleossolos. A) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 1 para o mineral quartzo (seta) do horizonte Btk (P2 da S4); B) Idem com luz polarizada (LP ou XLP); C) Processo concomitante de intemperismo e substituição no horizonte Bt1 (P4 da S8). O processo de substituição do quartzo pela calcita (seta vermelha), denominado epigênese, é muito comum em horizontes com elevado teor de CaCO_3 . O pH alcalino desses horizontes provoca uma desestabilização do quartzo e a sua substituição por calcita, devido à tendência oposta na solubilidade de silício e carbonatos em função do pH. Nesse tipo de substituição denominado brechiação, os grãos minerais são, pela ação dos carbonatos, desintegrados em uma série de fragmentos separados, mas, geralmente, com preservação da orientação óptica dos cristais originais. O quartzo em processo de intemperismo apresenta padrão de alteração linear paralela (C1) e pontilhada (D) com classe 3; D) Idem com LP. Com luz polarizada é possível perceber um processo de superimposição de material argiloso (óxidos de ferro) sobre as feições carbonáticas; E) Padrão de alteração pontilhada (D) com classe 2 (25 a 75% do mineral foi intemperizado) no quartzo do horizonte Bt2 (P4 da S8) indicada pela seta amarela; F) Idem com LP

261

Figura 97

Padrões e graus de alteração para diferentes minerais. A) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 2 para o quartzo (seta amarela) e padrão linear cruzado (C2) classe 2 (seta vermelha) para o feldspato do horizonte BtkmC (P1 da S7); B) Idem com LP; C) Padrão linear cruzado (C2) classe 3 para mineral (feldspato?), substituído quase totalmente por calcita, do horizonte Bkm1 (P2 da S9), indicado pela seta amarela. A seta vermelha indica preenchimento (pedotúbulo) denso e completo de antiga raiz. O material de preenchimento constitui-se de feição cristalina calcítica típica equigranular de matriz esparítica. A maioria dos quartzos possui hiporrevestimento de carbono (reprecipitação de CaCO_3), feição de processos pedogênicos. O predomínio de zonas com calcita esparítica e micrítica com transição gradual e heterogeneidade de tamanhos indica processos de recristalização; D) Idem com LP; E) Padrão de alteração pontilhado (D) classe 2 (seta vermelha) e padrão de alteração linear cruzado (C2) com classe 1 (seta amarela) no quartzo do horizonte Btkm (P1 da S7). A seta amarela também indica processo secundário de formação de calcita, por substituição parcial do quartzo (melhor evidenciado com nicóis cruzados). A seta verde indica padrão de alteração complexa (E) com classe 2 no feldspato, que está parcialmente substituído por calcita (melhor realçado com luz polarizada); F) Idem com nicóis cruzados (LP)

262

Figura 98

Padrões e graus de alteração para diferentes minerais. A) Padrão de alteração complexo (E) com classe 1 (seta amarela) e linear cruzado (C2)

263

	com classe 2 (seta vermelha) no feldspato do horizonte C1 (P1 da S7); B) Idem com LP; C) Padrão de alteração linear paralela (C1) com classe 2 na moscovita (seta amarela) e padrão de alteração pelicular (A) classe 1 no quartzo, com substituição por calcita (seta vermelha), no horizonte Bt1 (P5 da S8); D) Idem com luz polarizada (LP); E) Padrão de alteração complexa (E) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Btkm1 (P2 da S8) (com luz polarizada); F) Padrão de alteração linear paralela (C2) com classe 2 na biotita (seta amarela) do horizonte Btkm (P1 da S7) (com luz polarizada)	
Figura 99	Padrão e grau de alteração do feldspato de horizontes de paleossolos da Formação Marília. A) Padrão de alteração complexo (E) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Btkmc (P2 da S8); B) Idem com luz polarizada (LP); C) Padrão de intemperismo linear irregular (B) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Bkm2 (P2 da S7). A cimentação carbonática do horizonte em questão é predominantemente micrítica, com fábrica birrefringente cristalítica; D) Idem com nicóis cruzados (LP ou XPL); E) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 1 e pontilhado (D) classe 0 nos quartzos (Q) do horizonte Bkm2 (P2 da S9) indicado pela seta amarela. A seta vermelha aponta nódulo de ferro típico, instável e pouco impregnado; F) Padrão de alteração linear irregular (B) e linear cruzado (C2) com classe 1 no feldspato (seta amarela) do horizonte C2 (P2 da S9), em luz polarizada (NC, LP, XPL). A seta amarela indica também feição de substituição do feldspato por calcita microesparítica	264
Figura 100	Relações molares de formação de argila (F), oxidação (O), hidratação (H), hidrólise (HL), perda de bases (B), lixiviação (L) e índice CIA-K das Seções S7, S8 e S9. F: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; O: $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; H: $\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$; HL: $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; B: $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{TiO}_2$; L: Ba/Sr; CIA-K: $100x[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})]$	276
Figura 101	Relações molares de hidrólise (HL), lixiviação (L) e índice CIA-K da Seção S5. HL: $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; L: Ba/Sr; CIA-K: $100x[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})]$	278
Figura 102	Relações molares de formação de argila (F), hidrólise (HL) e lixiviação (L) da Seção S6. F: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; HL: $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; L: Ba/Sr	279
Figura 103	Fatores de formação determinantes da pedogênese na Formação Marília	281
Figura 104	Ciclotema sedimento-pedogenético. a) cada diastema (D), no topo de uma de um ciclo de depósitos, apresenta um perfil de paleossolo correspondente; b) a pequena espessura de alguns ciclos deposicionais promove uma sobreposição de paleossolos, gerando perfis poligenéticos (compósitos); c) a deposição é contínua e com pouca quantidade de sedimentos. Neste caso a velocidade de pedogênese pode, em alguns momentos, ser maior que a velocidade de deposição, não gerando discordâncias nítidas ou limites claros no paleossolo	282
Figura 105	Colunas representativas das Seções S1 e S2 (sudoeste de Goiás) e S3 (centro-oeste do Triângulo Mineiro). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e elementos arquitetônicos e à direita, sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação.	284

	A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992)	
Figura 106	Colunas representativas das Seções S10 e S11 (sudeste do Triângulo Mineiro). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição	285
Figura 107	Colunas representativas da Seção S4 (centro-oeste do Triângulo Mineiro). À esquerda da coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição	287
Figura 108	Colunas representativas das Seções S5 (centro-oeste do Triângulo Mineiro) e S6 (oeste do Estado de São Paulo). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição	288
Figura 109	Colunas representativas das Seções S7, S8 e S9 (oeste do Estado de São Paulo). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo) com modelo de evolução pedossedimentar dos perfis P2 e P3 (S8), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição	289
Figura 110	Esquema mostrando as relações entre a formação de paleossolo e sua posição na paisagem	290
Figura 111	Modelo pedossedimentar representativo da Seção S8 com desenvolvimento de paleossolos compostos, indicação do tipo de sistema deposicional e a associação de fácies	291
Figura 112	Modelo pedossedimentar representativo da Seção S9 com desenvolvimento de paleossolos compostos, indicação do tipo de sistema deposicional e a associação de fácies	292
Figura 113	Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial	296

Figura 114	Diminuição do tamanho dos clastos de um leque, acompanhando a redução do gradiente	296
Figura 115	Ilustração esquemática do continuum de tipos de formas (DFS) em relação ao gradiente e descarga relativa. Note-se que essas relações são generalizadas e que fatores inerentes a DFSs individuais, em particular hidrologia de bacias, podem afetar essa relação geral	299
Figura 116	Modelo de ambiente deposicional, dominado por sistema fluvial distributivo com rios entrelaçados, proposto para a Formação Marília. O padrão de sistema fluvial distributivo (DFS) foi baseado em Nichols & Fisher (2007). a) Distribuição das Seções (S1 a S11) nas zonas proximal, media e distal de DFS na Formação Marília. A distribuição da rede de drenagem, vindas do N (Província Alcalina de Goiás – PAGO) e de NE (Soerguimento do Alto Paranaíba – SP), se baseou nos dados de paleocorrentes. b) Corte relativamente paralelo ao curso dos canais, mostrando o gradiente topográfico e Seção (S1, S5 e S8) representando cada zona do DFS	301
Figura 117	Possibilidades de relação entre taxa de sedimentação e frequência de avulsão. Frequência de avulsão é proporcional a r^b , onde r é a taxa de sedimentação e b é o fator exponencial que varia de 0 a 1	305
Figura 118	Três modelos (A, B e C) que prevêem espessuras de paleossolos, graus de desenvolvimento, espaçamento e números para diferentes relações entre frequência de avulsão e taxa de acumulação de sedimentos	306
Figura 119	Mudanças de maturidade na sequência de perfis de solos como reflexos das relações de pedofácies durante sucessivos eventos de avulsão de canais. Os valores 1-3 representam aumentos nos graus de maturidade dos solos	307
Figura 120	Tipo de avulsão em função da rede de drenagem, evidenciando a avulsão regional, mais comum em sistemas distributivos (DFS)	309
Figura 121	Modelo de arquitetura deposicional proposto para a Formação Marília. O modelo de arquitetura fluvial abrange uma relação entre taxa de sedimentação (r), frequência de avulsão (f_a) e maturidade de paleossolos. Esse modelo assume que a frequência de avulsão muda linearmente com a taxa de acumulação de sedimento ($b=1$)	310

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1	Código de fácies, baseado em Miall (1985, 1996) 39
Tabela 2	Elementos arquitetônicos formados dentro de canais fluviais, baseado em Miall (1985, 1996) 40
Tabela 3	Elementos arquitetônicos formados em áreas externas aos canais, baseado em Miall (1985, 1996) 40
Tabela 4	Características das principais das superfícies hierárquicas, baseado em Miall (1985, 1988, 1996) 42
Tabela 5	Critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos em campo e em laboratório 55
Tabela 6	Simbologia dos horizontes e camadas do solo 57
Tabela 7	Principais atributos dos horizontes e camadas 58
Tabela 8	Terminologia para diferentes padrões e graus de alteração mineral 62
Tabela 9	Níveis de organização pedológica 65
Tabela 10	Diferenciação entre calcretes pedogênicos e de água subterrânea 72
Tabela 11	Fácies da Seção S1 (Afloramento A-B localizado no município de Quirinópolis) 114
Tabela 12	Fácies da Seção S2 (Afloramento C-D localizado no município de Itajá) 115
Tabela 13	Fácies da Seção S10 (Afloramento T localizado na região de Serra da Galga, município de Uberaba) 117
Tabela 14	Fácies da Seção S11 (Afloramento U localizado entre os municípios de Ponte Alta e Conquista) 117
Tabela 15	Fácies da Seção S3 (Afloramento E-F localizado no Município de Gurinhatã) 119
Tabela 16	Fácies da Seção S4 (Afloramentos G-H-I localizados no Município de Campina Verde) 120
Tabela 17	Fácies da Seção S5 (Afloramento J-K localizado no Município de Campina Verde) 123
Tabela 18	Fácies da Seção S6 (Afloramento L-M localizado no Município de Borá) 124
Tabela 19	Fácies da Seção S7 (Afloramento N-O localizado no Município de Garça) 125
Tabela 20	Fácies da Seção S8 (Afloramento P-Q localizado no Município de Piratininga) 126
Tabela 21	Fácies da Seção S9 (Afloramento R-S localizado no Município de Botucatu) 127
Tabela 22	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S11 157
Tabela 23	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S10 157
Tabela 24	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S4 159
Tabela 25	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S5 161
Tabela 26	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S6 164
Tabela 27	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S7 166
Tabela 28	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S 169
Tabela 29	Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S9 170
Tabela 30	Descrição do material fino, material e granulometria do horizonte Cg da Seção 4 176
Tabela 31	Descrição da microestrutura do horizonte Cg da Seção 4 176
Tabela 32	Descrição das pedofeições do horizonte Cg da Seção 4 177
Tabela 33	Descrição do material fino, material e granulometria de perfis da Seção S6 ... 177
Tabela 34	Descrição da microestrutura de perfis da Seção S6 178
Tabela 35	Descrição das pedofeições de perfis da Seção S6 178
Tabela 36	Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S7 179

Tabela 37	Descrição da microestrutura da Seção S7	180
Tabela 38	Descrição das pedofeições da Seção S7	181
Tabela 39	Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S8	182
Tabela 40	Descrição da microestrutura da Seção S8	183
Tabela 41	Descrição das pedofeições da Seção S8	184
Tabela 42	Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S9	185
Tabela 43	Descrição da microestrutura da Seção S9	186
Tabela 44	Descrição das pedofeições da Seção S9	187
Tabela 45	Fases minerais identificadas nas seções	188
Tabela 46	Fórmula química, classificação e composição dos minerais encontrados na área de estudos	189
Tabela 47	Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S7)	190
Tabela 48	Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S8)	190
Tabela 49	Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S9)	190
Tabela 50	Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S5)	193
Tabela 51	Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S7)	194
Tabela 52	Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S8)	195
Tabela 53	Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S9)	196
Tabela 54	Massa molar dos principais óxidos e elementos determinados por FRX	197
Tabela 55	Relação entre clima e desenvolvimento de calcretes. Baseado em Fedoroff & Courty (1989)	232
Tabela 56	Estimativa da média de paleoprecipitação dos horizontes Bk da Seção S9 e S7	239
Tabela 57	Estimativa da média de paleoprecipitação e paleotemperatura dos horizontes Bt da Seção S8	240
Tabela 58	Estimativa da MAP e MAT de paleossolos com horizonte Btk da Seção S7 ...	240
Tabela 59	Tempo relativo de formação (RF) e de residência (RT) de paleossolos com Bk	248
Tabela 60	Tempo relativo de formação (RF) dos paleossolos com horizonte Bt	249
Tabela 61	Classes de desenvolvimento do solo de acordo com os valores do MISECA	265
Tabela 62	Determinação do MISECA dos perfis com horizonte B das Seções S7, S8 e S9	267
Tabela 63	Índice médio de intemperismo (m) e de morfologia (MI) dos horizontes Bt, Bk e Btk (S7, S8 e S9)	269
Tabela 64	Relações molares dos horizontes da Seção S9	272
Tabela 65	Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S9	272
Tabela 66	Relações molares dos horizontes da Seção S8	273
Tabela 67	Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S8	273
Tabela 68	Relações molares dos horizontes da Seção S7	274
Tabela 69	Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S7	275
Tabela 70	Síntese das características das associações entre fácies e paleossolos da Formação Marília	294

Tabela 71	Critérios utilizados para diferenciar tratos de baixa e alta acomodação em contexto de estratigrafia de sequência em sistemas fluviais	303
-----------	--	-----

SUMÁRIO

	Pág.
RESUMO	
ABSTRACT	
ÍNDICES DE ILUSTRAÇÕES	
ÍNDICES DE TABELAS	
1. INTRODUÇÃO	31
2. OBJETIVOS	34
2.1. Objetivo geral	34
2.2. Objetivos específicos	34
3. HIPÓTESES	35
4. JUSTIFICATIVA	36
5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	37
5.1. Fácies e Elementos Arquitetônicos	37
5.2. Superfícies Limítrofes	41
5.3. Síntese da Evolução dos Conhecimentos sobre a Bacia Bauru	43
5.4. Solos e Paleossolos	51
5.5. Paleossolos e Sequências Sedimentares	78
5.6. Paleossolos como <i>Proxies</i> Paleoambientais e Estratigráficos	80
5.7. A Paleopedologia como um novo Paradigma na Sedimentologia e na Estratigrafia	82
6. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO DA BACIA BAURU E DA ÁREA DE ESTUDO	86
6.1. A Bacia Bauru	86
6.2. O Maastrichtiano da Bacia Bauru: A Formação Marília	89
7. MATERIAIS E MÉTODOS	92
7.1. Revisão Bibliográfica	96
7.2. Aquisição e Tratamento de Dados Cartográficos	96
7.3. Levantamentos de Campo	96
7.4. Determinações Analíticas	101
7.5. Terminologia Empregada	110
7.6. Elaboração e Interpretação dos Dados	111
8. RESULTADOS E DISCUSSÃO	113
8.1. Fácies da Formação Marília	113
8.2. Elementos Arquitetônicos e Superfícies Hierárquicas	128
8.3. Paleocorrentes	149
8.4. Caracterização Macromorfológica dos Paleossolos	151
8.5. Micromorfologia	170
8.6. Mineralogia	188
8.7. Geoquímica	192
9. DISCUSSÃO	198
9.1. Sedimentação	198
9.2. Pedogênese	205
9.3. Sedimentação e Pedogênese durante o Maastrichtiano na Bacia Bauru	282
9.4. Implicações Estratigráficas dos Paleossolos da Formação Marília	293
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	313
REFERÊNCIAS	317

1. INTRODUÇÃO

Integração entre métodos da sedimentologia e da paleopedologia tem auxiliado a análise paleoambiental e de evolução de bacias sedimentares continentais. Solos e paleossolos refletem complexa inter-relação entre sedimentação, erosão e não-deposição, além de registrarem as condições ambientais durante seus processos evolutivos, por se constituírem sistemas abertos. Nesse sentido, o estudo do paleossolo, definido como um solo que se formou em uma paisagem pretérita (WRIGHT, 1986), tem se constituído, cada vez mais, como uma eficaz ferramenta nas reconstituições paleoambientais e na interpretação da dinâmica evolutiva de bacias sedimentares. Paleossolos também têm contribuído e permitido estudos mais completos de natureza estratigráfica, por indicarem estabilidade nas paisagens. Os paleossolos representam uma parada na sedimentação, indicando descontinuidade temporal no registro sedimentar.

O estudo dos paleossolos constitui o objetivo fundamental da paleopedologia, uma disciplina que embora tenha origem vinculada e derivada da pedologia, já alcançou o nível de uma ciência independente (ANDREIS, 1981). A origem da paleopedologia não foi acompanhada por grandes destaques, no final do século XIX, durante o desenvolvimento da ciência do solo (TANDARICH & SPRECHER, 1994). Essa ciência, interdisciplinar por excelência, tem por objeto solos soterrados e/ou incorporados a sequências sedimentares, ou ainda solos desenvolvidos em superfícies de relevo pretéritas (ANDREIS, 1981) e que, embora mantidos em superfície e influenciados por mudanças ambientais posteriores (RETALLACK, 2001), evidenciam antigos ambientes e contêm registros a respeito de clima, cobertura vegetal, formas de relevo, intensidade da pedogênese e taxas de sedimentação vigentes durante sua formação (KRAUS, 1992; WRIGHT, 1992; LADEIRA, 2010).

Como o solo é a memória da paisagem (TERGULIAN & GORYACHKIN, 2004), resultado da atuação conjunta dos fatores de formação como material parental, relevo, tempo, clima e organismos (JENNY, 1994) e de processos específicos de formação como a latolização, hidromorfismo, halomorfismo, podzolização, argiluviação, calcificação (BUOL et al, 1997; BREEMEN & BURMMAN, 2002; RESENDE et al, 2002), é possível inferir o caminho inverso à sua origem. Assim, o paleossolo pode revelar as condições ambientais dos fatores e elementos que o formaram, sendo possível identificar o material parental, estimar o tempo de formação, reconstituir paleosuperfícies, paleoclimas (paleoprecipitação e paleotemperatura) e condições paleobigeográficas (sobretudo paleovegetação), além de permitir distintas reconstruções paleoambientais, como a dinâmica da paleodrenagem de canais fluviais ou a determinação dos processos e ambientes de sedimentação (deposição,

hiatos deposicionais ou processos erosivos) (ANDREIS, 1981; BROWN & KRAUS, 1988; KRAUS, 1999; BIRKELAND, 1999; RETALLACK, 2001). Assim, a partir da aplicação do princípio do atualismo ou uniformitarismo, os paleossolos assumem um papel como *proxies* paleoambientais.

A maioria das sucessões sedimentares que se formou em ambientes continentais é caracterizada por uma interestratificação vertical e horizontal de paleossolos e sedimentos. Os paleossolos somente se desenvolvem nos sedimentos quando condições climáticas, geomorfológicas, biológicas, de estabilidades topográficas (ausências de deposição e erosão) e temporais o permitem (KRAUS, 1999).

Brown & Kraus (1988) introduziram o termo pedofácies, para designar a variabilidade lateral dos solos, indicativa de variabilidade lateral de condições ambientais, como umidade do solo, topografia, vegetação, taxa de sedimentação, dentre outras, aplicado aos estudos estratigráficos. Além da variabilidade espacial, que quase sempre não é preservada, tem-se a sequência vertical, que alterna solos e sedimentos, uma vez que outra característica de desenvolvimento dos solos, que se tornarão paleossolos, é a aparente ciclicidade em depósitos continentais (ANDREIS, 1981; LADEIRA, 2010). Para Kraus (1992) e Wright (1992), solos pouco espessos indicam ciclo curto, enquanto perfis muito espessos e mais desenvolvidos indicam grandes hiatos deposicionais, os quais testemunhariam, portanto, discordâncias importantes. Os episódios de não-deposição de curta duração estão, na maioria das vezes, relacionados a fatores locais e não causam grandes discordâncias, enquanto os episódios longos estão relacionados a fatores extrínsecos mais abrangentes, como grandes flutuações do nível do mar, atividade tectônica e alterações climáticas regionais (KRAUS, 1992). Nesse sentido, paleossolos bem espessos e maduros podem indicar paleosuperfícies, representativas de grandes ciclos com estabilidade climática e tectônica. Entretanto, convém assinalar que nem toda descontinuidade geológica é marcada pela presença de paleossolos. Sua ausência pode indicar um curto espaço de tempo de transição entre os eventos degradacional e agradacional, ou ainda que o solo desenvolvido sobre determinada superfície foi totalmente erodido antes de nova fase deposicional (LADEIRA, 2010). Segundo o autor, a presença de um paleossolo associado a discordância pode fornecer importantes informações sobre os eventos deposicionais/erosionais, assumindo relevante importância na análise estratigráfica.

Ressalta-se que um paleossolo que mostra certo grau de estruturação interna (agregados, horizontes, dentre outras) em sucessão sedimentar, formou-se, em geral, em períodos de 10^3 a mais de 10^6 anos (ALLEN & WRIGHT, 1989). Assim, durante esse longo período de tempo o paleossolo tem a possibilidade de registrar todas as condições ambientais

que ocorrem acima ou pouco abaixo da sua superfície e as relativas mudanças associadas a esse processo.

Dado o exposto, o uso das pedofácies, integrado ao das litofácies, permite não somente o aprimoramento de estudos de evolução de sistemas deposicionais, como também possibilita que os de âmbito estratigráfico se tornem mais completos. Integração de informações contidas nos horizontes pedológicos e modelos de fácies permitem estimar o tempo de formação dos ciclos deposicionais de alta frequência (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991), sendo possível relacioná-los à evolução tectônica e climática da Bacia Bauru.

Na Formação Marília, os paleossolos, exumados e soterrados, desenvolvidos sobre arenitos apresentam horizontes argílicos (Btk, Bt) e cálcicos (Bk) com distintos graus de cimentação carbonática, constituindo-se calcretes em sua maioria. Esses paleossolos, definidos como compósitos (poligenéticos), compostos e cumulativos, indicam o término de ciclos deposicionais, com taxas, intensidades e duração diferenciadas.

A Formação Marília teve sua origem determinada pelo avanço progradacional de um sistema aluvial dominado por rios entrelaçados (BATEZELLI, 2010, 2015). A evolução sedimentar desse sistema aluvial, segundo Batezelli (2010, 2015), foi marcada por períodos de sedimentação fluvial, intercalados com períodos de não-deposição. Durante os momentos de parada na sedimentação a planície aluvial seria tomada por vegetação e desenvolvimento de solos. Dessa forma, a Formação Marília é constituída por uma sucessão de depósitos e paleossolos que registram eventos de sedimentação e pedogênese durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Nessa perspectiva, a delimitação do tema da presente tese visa à discussão da sedimentação e pedogênese da Formação Marília, durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru, sudeste do Brasil. As relações entre as variáveis depósito (sedimentação) e paleossolo (pedogênese) permitirão definir os limites do objeto de investigação, propiciando avanços sobre o conhecimento da Formação Marília.

A problematização da pesquisa busca, então, responder como se deram os processos deposicionais e pedogênicos, analisando se a formação de solos ocorreu concomitante ou subsequente aos depósitos da Formação Marília e avaliando o potencial dos paleossolos como marcos (*proxies*) estratigráficos durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

2.1.1. Elaborar um modelo de evolução paleoambiental do Maastrichtiano da Bacia Bauru, através do estudo da interação entre sedimentos e paleossolos, em sistemas deposicionais continentais.

2.2. Objetivos específicos

2.2.1. Caracterizar os sistemas deposicionais e reconhecer os ambientes de sedimentação que se desenvolveram durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru;

2.2.2. Definir os paleossolos da Formação Marília, abordando a dinâmica de seus fatores e processos de formação;

2.2.3. Classificar os perfis de paleossolos a partir do balanço entre acúmulo sedimentar e taxa de pedogênese, visando seus usos como superfícies limitantes (*bounding surfaces*), importantes instrumentos na definição da estratigrafia dos sistemas deposicionais do Maastrichtiano da Bacia Bauru;

2.2.4. Correlacionar os processos deposicionais com os pedogenéticos, integrando-os e buscando subsídios para o entendimento da gênese e evolução da arquitetura deposicional da Bacia Bauru, durante o Maastrichtiano.

3. HIPÓTESES

Estudos de interação entre paleossolos e sedimentos são valiosos instrumentos na reconstituição paleoambiental e estratigrafia de bacias sedimentares continentais, uma vez que os primeiros, além servirem como registros das condições ambientais, representam momentos de estabilidade da paisagem, podendo ser utilizados como marcos estratigráficos. Assim, a presente pesquisa se baseia nas seguintes hipóteses, que poderão vir a se tornarem uma tese:

- a) Processos sedimentares e pedogênicos definem elementos arquitetônicos, indicando ambientes sedimentares e permitindo a reconstrução de sistemas deposicionais da Formação Marília;
- b) Estudos de paleocorrentes demonstram as polaridades dos processos sedimentares na Formação Marília, revelando a morfologia da paleodrenagem, em sistemas fluviais, ou a direção de dunas, em sistemas eólicos, uma vez observados;
- c) A classificação estratigráfica dos paleossolos (compostos, poligenéticos e cumulativos) retrata a dinâmica de sedimentação (rápida e episódica, lenta e contínua), indicando a posição em que se desenvolveram na paisagem da Formação Marília (proximal, intermediária ou distal em relação a um canal principal ou a um evento tectônico);
- d) Os paleossolos guardam, através de seus horizontes, estruturas, feições e atributos, registros das condições ambientais (litologia, clima, relevo, organismos e tempo de exposição) em que se desenvolveram, sendo possível inferir o caminho inverso, possibilitando definir processos e componentes ambientais vigentes durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru;
- e) A alternância cíclica entre paleossolos e depósitos sedimentares indica fases de instabilidade (deposição e erosão) e de estabilidade (pedogênese), apontando induções de variações climáticas na superfície topográfica;
- f) Os paleossolos constituem superfícies limitantes de diferente ordem em função do grau de desenvolvimento, se revelando instrumentos estratigráficos de grande utilidade na definição da arquitetura deposicional do Maastrichtiano da Bacia Bauru.

4. JUSTIFICATIVA

Pesquisas de reconstituições paleoambientais na Formação Marília (Maastrichtiano da Bacia Bauru) vêm sendo abordadas em estudos paleopedológicos ao longo dos últimos anos (SUGUIO & BARCELOS, 1983a; DAL'BÓ & LADEIRA, 2006; FERNANDES, 2010; DAL'BÓ & BASILICI, 2010, 2011; DAL'BÓ, 2011; PAVIA JUNIOR, 2011; MAOSKI, 2012; PEREIRA, 2014), dado o considerável número de paleossolos existentes nas sucessões sedimentares dessa Formação.

No entanto, trabalhos científicos que consideram o estudo integrado de paleossolos e depósitos em sucessões sedimentares não são muito comuns na literatura internacional e os poucos casos, destacando as pesquisas de Andreis (1981), Brown & Kraus (1988), Allen & Wright (1989), Kraus (1999), são praticamente desconhecidos na literatura nacional e da América Latina.

Em muitas pesquisas que descreveram bacias sedimentares continentais, onde a sucessão sedimentar é constituída também por paleossolos, geralmente não há menção às relações envolvendo sedimentação e pedogênese, fenômenos interligados, mas muitas vezes díspares em suas metodologias de abordagem. Segundo Retallack (1983), enquanto a sedimentologia trata de processos, ambientes e produtos de sedimentação, a paleopedologia trata da formação de solos sobre esses depósitos nos intervalos entre episódios de sedimentação.

No Brasil, os trabalhos envolvendo as inter-relações entre paleossolos e sedimentos em bacias sedimentares ainda são incipientes (PIERINI, 2006; GARCINDO, 2009; DAL'BÓ, 2011; GALHARDO, 2015; BATEZELLI & LADEIRA, 2016), requerendo pesquisas mais aprofundadas e necessitando de correlação entre os diversos ambientes das diferentes bacias sedimentares brasileiras.

Muitos aspectos quanto à inter-relação entre diagênese e pedogênese ainda permanecem obscuros na Formação Marília, carecendo de maiores esclarecimentos. Ainda existem muitas lacunas de conhecimento quando se procura responder como ocorreram os processos deposicionais e em quais ambientes de sedimentação e como se desenvolveram os processos de pedogênese, e quando se busca interpretar se os paleossolos podem ser considerados *proxies* estratigráficos do Maastrichtiano da Bacia Bauru. Na busca dessas respostas reside a justificativa da presente tese.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

5.1. Fácies e elementos arquitetônicos

O termo fácies é usado, atualmente, tanto para exprimir caráter descritivo como interpretativo para rocha (MIALL, 1985; BATEZELLI, 2003).

Sob o prisma descritivo, os termos litofácies ou biofácies são usados para designar os atributos sedimentares que podem ser interpretados nos conceitos de processos deposicional e biológico. Uma litofácies é uma unidade de rocha sedimentar definida com base em suas feições litológicas, incluindo composição, tamanho do grão, esfericidade, seleção, características de acamamento e estruturas sedimentares (MIALL, 1985). Cada litofácies representa um evento deposicional individual. Nesse sentido, o conceito de fácies é usado para se referir a certos atributos observáveis nos corpos de rochas sedimentares que podem ser interpretados em termos de processos deposicionais (MIALL, 1985). As litofácies podem ser agrupadas em associações, conjuntos ou assembléias, caracterizando o ambiente sedimentar e permitindo a definição de sistemas deposicionais. Segundo Collinson (1969) a associação de fácies é um grupo de litofácies geneticamente relacionadas entre si e que possui significado ambiental. Essas associações podem ser encerradas em elementos arquitetônicos (ALLEN, 1983), configurando-se em blocos (elementos deposicionais) que compõem vários sistemas deposicionais. As associações de fácies formam, dessa forma, a base para definição de modelos de fácies (WALKER, 1984).

Do ponto de vista interpretativo, o termo fácies pode ser usado como indicativo dos processos que ocorrem no ambiente no qual a fácies foi gerada, como por exemplo: fácies turbidítica, fácies lacustre, fácies fluvial, dentre outras. Nesse sentido, a análise de fácies tem sua importância ressaltada, uma vez que proporciona o estudo genético dos sedimentos através dos modelos de fácies e associações (BATEZELLI, 2003).

As fácies sedimentares surgem, então, como produto da atuação de processos físicos (ação de ondas, marés, vento, dentre outras), químicos (como a salinidade, pH, Eh, temperatura) e biológicos (fauna e flora) no ambiente deposicional. As fácies mudam lateralmente e verticalmente numa sucessão sedimentar, a partir da mudança de um, de vários ou de todos os parâmetros definidores das fácies.

De acordo com a lei de Walther (1894) “todas as fácies que ocorrem lateralmente, associam-se na vertical”, assim como “fácies que ocorrem em uma sequência vertical concordante, sem quebras na sedimentação, foram formadas em ambientes lateralmente, geograficamente, adjacentes”. Como consequência da lei de Walther (1894), torna-se

possível, a partir da aplicação do método de análise de fácies em seções verticais, interpretar como os distintos sistemas deposicionais se relacionavam horizontalmente.

O método de análises de fácies consiste na identificação, descrição (geometria, litologia, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrentes, fósseis), associação das diversas fácies e no estabelecimento de uma relação do conjunto de fácies com processos, interpretando eventuais ambientes de sedimentação e definindo o sistema deposicional.

Visando à determinação e à classificação das fácies, Allen (1983) e Miall (1985) propuseram uma metodologia de análise de fácies para depósitos fluviais, que tem como base a construção de seções laterais de afloramentos, envolvendo uma análise detalhada de fácies, superfícies limítrofes e elementos arquitetônicos.

A classificação de fácies fluviais proposta por Miall (1985), amplamente utilizada na análise de sistemas atuais e antigos, encontra-se representado na tabela 1.

Na metodologia proposta por Allen (1983) e Miall (1985), a partir da análise bi e tridimensional de afloramentos, torna-se possível individualizar diferentes elementos arquitetônicos em depósitos fluviais. O elemento arquitetônico define-se como um litossoma caracterizado por sua geometria externa e interna, associação de fácies e escala, representando um processo particular ou conjunto de processos atuando em um sistema e tem sua gênese associada aos efeitos cumulativos dos processos deposicionais e erosivos que atuam por períodos de dezenas a centenas de anos (MIALL, 1985). Litossoma, por sua vez, corresponde a um corpo sedimentar tridimensional com feições litológicas essencialmente constantes e características de um ambiente deposicional (SLOSS, 1958).

Na tabela 2 estão representados os principais elementos arquitetônicos e os possíveis conjuntos de fácies que os definem, assim como a geometria e possível interpretação. Inicialmente, foram identificados 8 elementos arquitetônicos básicos (MIALL, 1985), representando predominantemente depósitos de canais. Esses elementos básicos estão representados na figura 1 e incluem o canal (CH), depósitos de acreção frontal (DA), depósitos de acreção lateral (LA), formas de leitos arenosas (SB), lençóis de areia laminados (LS), *hollow* (HO), formas de leito e barras cascalhosas (GB) e fluxo de gravidade de sedimentos (SG).

No entanto, o estudo sistemático de inúmeros depósitos atuais e antigos possibilitou uma ampliação da classificação inicial, incluindo-se um conjunto de outros elementos associados a depósitos externos ao canal (MIALL, 1996). Os elementos externos ao canal estão representados na tabela 3. Esses elementos arquitetônicos estão associados a depósitos de interflúvios e incluem o dique marginal (LV), canais de *crevasse* (CR), espriamento de

crevasse (CS), finos de planície de inundação (FF) e canais abandonados representados pela simbologia CH (FF).

Tabela 1. Código de fácies, baseado em Miall (1985, 1996).

Conjunto de Fácies	Código	Fácies	Estruturas Sedimentares	Interpretação
G	Gmm	cascalho maciço sustentado por matriz	gradação incipiente	fluxos de detritos de alta energia e viscosidade
	Gmg	cascalho sustentado por matriz	gradação normal ou inversa	fluxos de detritos de baixa energia
	Gci	cascalho clasto-suportado	gradação inversa	fluxo de detritos de alta energia rico em clastos ou fluxo de detritos
	Gcm	cascalho maciço clasto-suportado		fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
	Gh	cascalho sustentado pelo arcabouço com estratificação horizontal	acumamento horizontal mal definido, imbricação	depósitos residuais de talvegue (<i>lag</i>) e de lixiviação da matriz
	Gt	cascalho estratificado	estratificação acanalada	cruzada preenchimento de canais menores
	Gp	cascalho estratificado	estratificações planares	cruzadas formas de leitos transversais, migração e/ou crescimento longitudinal à jusante de barras
	St	areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estratificações acanaladas	cruzadas migração de formas de leito tridimensionais sinuosas ou linguoides
S	Sp	areia média a muito grossa pode conter seixos	estratificações planares	cruzadas migração de formas de leito bidimensionais
	Sr	areia muito fina a grossa	marcas onduladas e laminações cruzadas	e migração marcas de onduladas (regime de fluxo inferior)
	Sh	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	laminação horizontal partição ou lineação corrente	de formas de leito plano (fluxo superior)
	Sl	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	estratificação cruzada de baixo ângulo (< 15°)	estruturas de corte e preenchimento, dunas subaquosas atenuadas (<i>humpback</i> ou <i>washed-out dunes</i>), antidunas
	Ss	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	amplas e suaves depressões	depósitos de preenchimento de suaves depressões (<i>scour fills</i>)
	Sm	areia fina a grossa	maciça ou laminação plano-paralela incipiente	depósitos de fluxos gravitacionais
	Fl	areia, silte, lama	laminação fina, marcas onduladas muito pequenas	depósitos de inundações durante estágios de baixa energia
	Fsm	silte, lama	maciça	depósitos de pântanos ou canais abandonados
F	Fm	lama, silte	maciça	depósitos de inundação, canais abandonados, depósitos de <i>drapes</i>
	Fr	lama, silte	maciça, marcas de raízes, bioturbação	rizólitos, paleossolos incipientes
C		carvão, lama carbonosa	restos vegetais, lâminas de lama	depósitos de pântanos vegetados
P		paleossolos carbonáticos (calcita, siderita)	características pedogenéticas, nódulos, filamentos	solos com precipitação química

Tabela 2. Elementos arquitetônicos formados dentro de canais fluviais, baseado em Miall (1985, 1996).

Elemento	Símbolo	Associação de Fácies	Geometria e Relações	Interpretação
Canal	CH	combinação variada	cunhas, lentes ou camadas; base erosiva côncava, com escala e forma variável; superfícies internas côncavas de 3º ordem são comuns	preenchimento de canais menores internos ao cinturão de canais
Barras e Formas de Leitos Cascalhosas	GB	Gm, Gt, Gt	lentes, mantas, usualmente corpos tabulares; comumente intercalados com elemento SB	barras longitudinais cascalhosas
Formas de Leitos Arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes, lençóis, mantas, cunhas; ocorrem como preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais. barras menores	migração e cavalgamento de dunas subaquosas
Depósitos de Acréscimo Lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos comumente Gm, Gt e Gp	cunha, lençol, lobo; caracterizado por superfícies de acreção lateral internas de 3ª e externa de 4ª ordem	barras em pontal ou acreção lateral em barras de meio de canal
Lençóis de Areia Laminados	LS	Sh, Sl; raramente St, Sp, Sr	Corpos com geometria em lençol formado por complexos amalgamados de estratos plano-paralelos ou de baixo ângulo	lençóis de areia formados em contextos de rápida descarga
Macroformas de Acreção à Jusante	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	lentes com base plana ou acanalada, com superfícies internas erosivas e convexas de 3ª ordem e superfície limitante superior de 4º ordem	migração a favor do fluxo de barras arenosas de meio de canal
<i>Hollow</i> (Feições de Escavação)	HO	Gh, Gt, St, Sl	feição em forma de colher com preenchimento assimétrico	preenchimento de feições erosivas formadas em regiões de confluência de canais
Depósitos de Fluxos Gravitacionais	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	lobo, lençol, tipicamente intercalado com GB	amalgamação de sucessivos episódios de fluxos de detritos

Tabela 3. Elementos arquitetônicos formados em áreas externas aos canais, baseado em Miall (1985, 1996).

Elemento	Símbolo	Associação de Fácies	Geometria	Interpretação
Dique Marginal	LV	Fl, Sr	depósitos em cunha anexados lateralmente aos corpos arenosos de canais fluviais	deposição de sedimentos arenosos na margem do canal durante períodos de extravasamento
Canais de Crevasse	CR	St, Sr, Ss	corpos arenosos com geometria em fita	rompimento de canal principal
Expraçamento de Crevasse	CS	St, Sr, Sl	variado	desconfinamento dos fluxos de canais crevasse e geração de lobos que progradam sobre corpos lacustres da planície de inundação
Finos de Planície de Inundação, Lagoas Efêmeras	FF	Fsm, Fl, Fm, Fr	pacotes tabulares	acumulação em corpos lacustres ou pântanos de planície de inundação, depósitos de lagoas efêmeras
Canal Abandonado	CH (FF)	Fsm, Fl, Fm, Fr	corpos em fita comparáveis em largura e espessura aos canais principais	lagoas associadas a canais abandonados

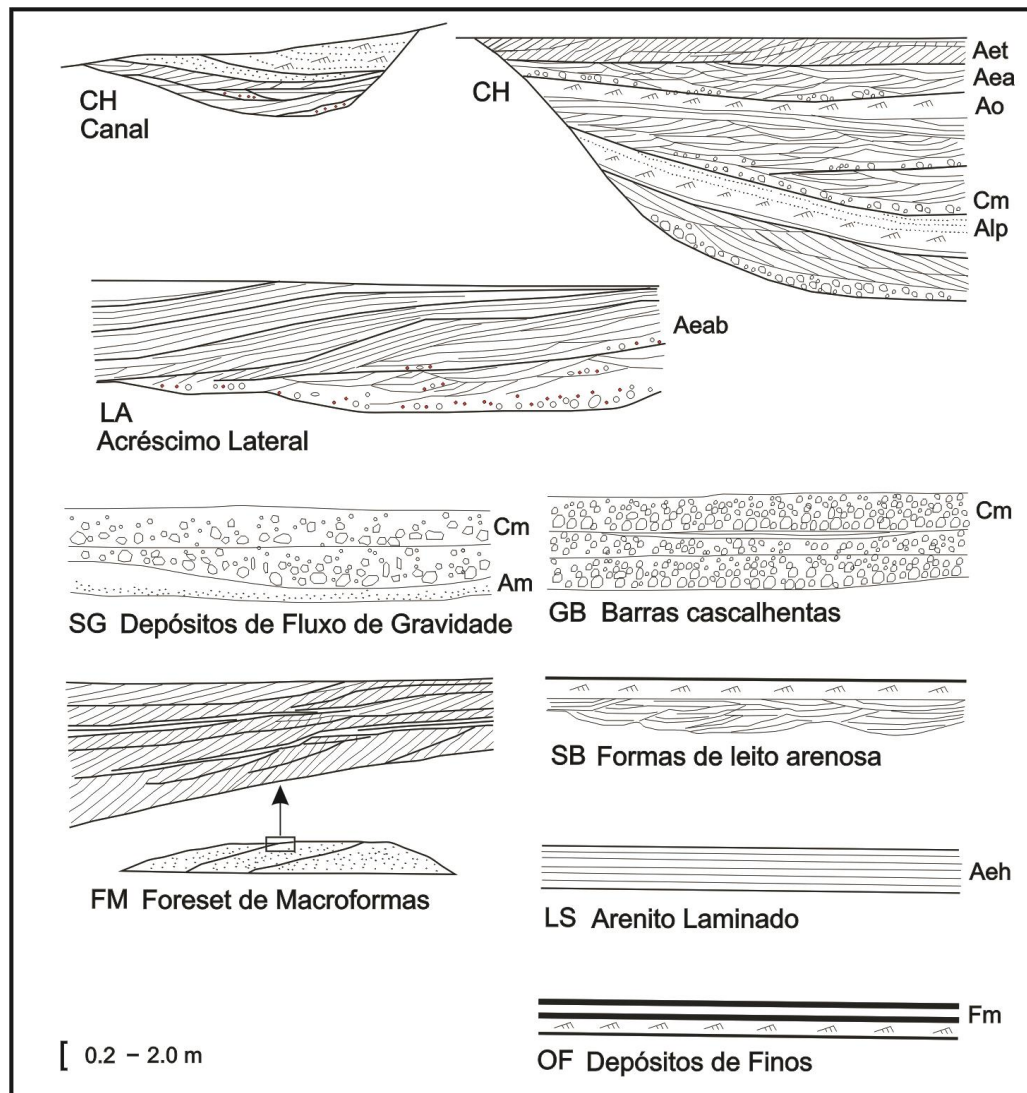


Figura 1. Elementos arquitetônicos básicos de canais fluviais.
Fonte: Miall (1985, 1996)

Brown & Kraus (1988) e Kraus (1999) introduzem as pedofácies, que são geradas por processos pedogenéticos sobre depósitos ou rochas sedimentares e que ficam lateralmente preservadas no registro geológico.

5.2. Superfícies limítrofes

Em depósitos fluviais, são superfícies que separam litossomas de diferentes escalas físicas e temporais (MIALL, 1988). As ordens das superfícies limítrofes obedecem a uma sequência hierárquica da escala menor (1ª ordem) a maior (6ª ordem). Algumas superfícies podem coincidir com as delimitações das macroformas, como no caso de canais.

Miall (1988) determinou uma hierarquia de superfícies limítrofes para auxílio na determinação dos elementos arquitetônicos. A tabela 4 apresenta as características principais das superfícies hierárquicas.

Tabela 4. Características das principais superfícies hierárquicas, baseado em Miall (1985, 1988, 1996)

Ordem	Forma	Características	Significado	Tempo de Deposição	Exemplo de Unidade
1ª	plana ou côncava	limita estratos cruzados do mesmo tipo com pouca ou nenhuma erosão interna	corresponde a intervalos de sedimentação contínua, de algumas horas a dias, separando sequências cíclicas de pequena escala	um ou dois dias	a unidade (<i>set</i>) de estratos cruzados
2ª	plana ou côncava	Limita conjuntos de fácies geneticamente relacionadas. Pode haver erosão.	Indica variações na direção ou nas condições de fluxo sem que haja parada significativa na sedimentação	alguns dias a alguns meses	a <i>coset</i> de estratos cruzados
3ª	erosiva com baixo ângulo (<15°)	secciona superfícies de 1ª e 2ª ordem, com baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies semelhantes, podem estar de cima e/ou abaixo de brechas intraformacionais	Mudanças no estágio ou orientação da forma de leito	de um ano a dezenas de anos	incremento da macroforma
4ª	plana ou convexa para cima	secciona superfícies de 1ª ordem, de baixo ângulo (<15°), separando associações de fácies distintas, forma topo convexo pra cima e a base pode ser erosiva	indica migração de canal e (separa elementos arquitetônicos)	centenas de anos	macroforma
5ª	plana ou côncava para cima	limita lençóis arenosos principais; são extensas, planas e levemente côncavas para cima; forma topo plano a convexo para cima; podem associar-se a brechas intraformacionais, feições de corte e preenchimento de canais ou depósitos residuais (lag)	individualiza complexos de preenchimento de canais	de milhares de anos	canal
6ª	irregular	limita unidades estratigráficas cartografáveis, erosiva, irregular	individualiza cinturões de canais ou paleovales	de centenas de milhares de anos	cinturões de canais

As superfícies de 1ª e 2ª ordens limitam corpos dentro das microformas e mesoformas. *Sets* de estratificações cruzadas ou feições erosivas de pequena escala são exemplos de superfícies de 1ª ordem. Batezelli (2003) relembra que as superfícies de 2ª ordem são aquelas que limitam litofácies, superfícies de truncamento, indicando mudança na direção de fluxo, evidências de pequenas erosões internas, dentre outras.

Superfícies de 3ª e 4ª ordens são aquelas definidas quando a reconstrução arquitetônica indica a presença de macroformas, incluindo depósitos de acréscimo lateral e macroformas de acréscimo a jusante (MIALL, 1985, 1988; BATEZELLI, 2003). Unidades deposicionais individuais (elementos arquitetônicos) são limitadas por superfícies de 4ª ordem. Superfícies de 3ª ordem são superfícies erosivas dentro de macroformas que mergulham com baixo ângulo (< 15°) e podem ser truncadas no topo. Essas superfícies indicam um estágio de mudança não significativa no estilo ou na orientação da forma de leito. A superfície de 4ª ordem representa o limite superior de macroformas. É normalmente convexa em direção ao topo. Recobre e limita superfícies de 1ª a 3ª ordens, truncando-as com baixo ângulo, podendo localmente estar paralela a essas, indicando que suas superfícies são de acréscimo lateral ou à jusante. Normalmente, essa superfície é marcada por um nível argiloso. Superfícies basais

erosivas de canais menores, como barras de arrombamento também são superfícies de 4ª ordem (MIALL, 1985, 1988; BATEZELLI, 2003).

Superfícies de 5ª ordem são aquelas que limitam lençóis de areia principais, como complexos de preenchimento de canais. São geralmente planas ou suavemente côncavas em direção ao topo, mas podem ser marcadas por um relevo de corte e preenchimento, com um *lag* basal cascalhento. Superfícies de 6ª ordem definem grupos de canais ou paleovales. São unidades de mapeamento estratigráfico como membros (MIALL, 1985, BATEZELLI, 2003).

Na figura 2 observa-se a relação entre elementos arquitetônicos e superfícies hierárquicas até a 4ª ordem.

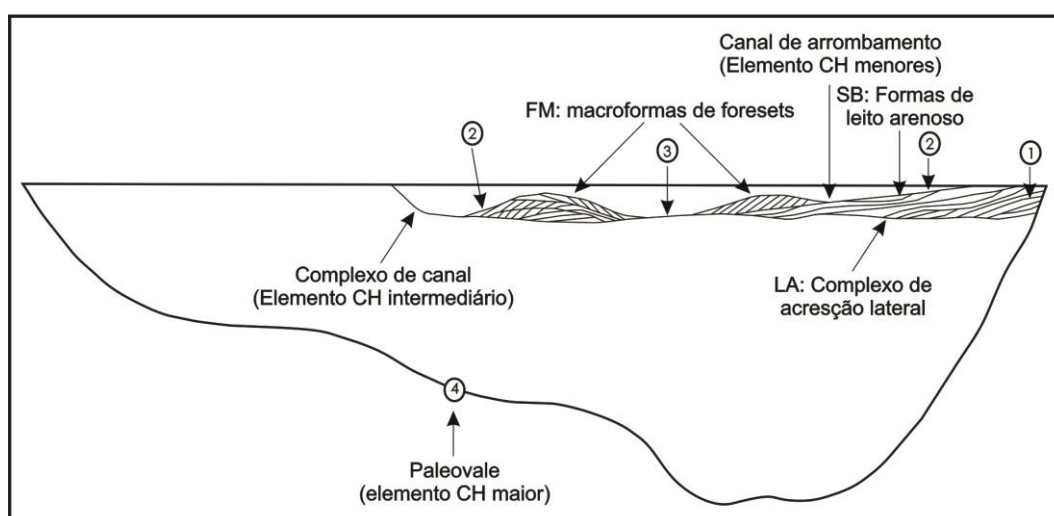


Figura 2. Hierarquia dos elementos. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam as respectivas superfícies 1ª, 2ª, 3ª e 4ª ordens.

Fonte: Miall (1985)

A identificação de superfícies hierárquicas, integrado com a caracterização de fácies e elementos arquitetônicos são etapas fundamentais para a correta definição de ambientes e sistemas deposicionais do Cretáceo no Brasil.

5.3. Síntese da evolução dos conhecimentos sobre a Bacia Bauru

5.3.1. Generalidades da Bacia Bauru

A Bacia Bauru está localizada na parte setentrional da Bacia intracratônica do Paraná, situada na Plataforma Sul-Americana e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com idades variando do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo (OLIVEIRA, 1997). Os principais tipos de rochas presentes na Bacia do Paraná são as sedimentares (de origem terrígena ou siliciclástica), os basaltos e rochas de origem química como os calcários e alguns raros evaporitos (NARDY, 1995).

Posicionada no sudeste brasileiro, a Bacia Bauru possui uma área aproximada de 330.000Km², abrangendo os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul, Mato Grosso, Goiás e Minas Gerais (BATEZELLI, 2003). Segundo Batezelli (2003) essa bacia possui formato praticamente elítico alongado na direção norte/nordeste, sendo constituída principalmente por depósitos siliciclásticos continentais.

O depocentro principal da bacia coincide com a porção mais espessa de basaltos da Formação Serra Geral que foi gerado entre 137,4 a 128.7 Ma através de vulcanismos básicos (TURNER et al., 1994). Com o término das atividades vulcânicas eocretáceas a porção meridional da Placa Sul-Americana sofreu um processo de subsidência termal culminando com o desenvolvimento de bacias interiores (RICCOMINI, 1995). A sedimentação no interior do continente obedeceu a novos parâmetros, ora em depocentros mais conspícuos gerados com a ativação, ora ocorrendo de forma mais ampla ultrapassando as antigas delimitações da Bacia do Paraná (BATEZELLI, 2010).

Durante o Neocretáceo o magmatismo relacionado à Pluma Mantélica de Trindade (GIBSON et al., 1995) gerou o soerguimento das bordas norte e nordeste da Bacia Bauru (Soerguimento do Alto Paranaíba – SAP), responsável por um ciclo sedimentar, inicialmente lacustre e comaltado gradualmente por depósitos aluviais (BATEZELLI, 2012; BATEZELLI, 2015).

De acordo com Fernandes & Coimbra (1996) e Riccomini (1997), os limites atuais da Bacia Bauru são erosivos e/ou tectônicos, demarcados pela Antéclise de Rondonópolis (COIMBRA, 1991) a noroeste; pelo Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI & HARALYI, 1991) a nordeste; alinhamentos do Rio Moji Guaçu (COIMBRA et al., 1981), São Carlos-Leme e Ibitinga Botucatu (RICCOMINI, 1995), a leste; do Paranapanema (FULFARO, 1974), a sul e sudeste. Os processos erosivos são relacionados ao evento de reestruturação tectônica do Terciário, marcado pelo levantamento da Serra do Mar e Soerguimento do Alto Paranaíba (BATEZELLI, 2010).

Segundo Batezelli (2015) a Bacia Bauru se desenvolveu no Cretáceo Superior na pós-ruptura do continente gondwânico, e seu preenchimento ocorreu em clima com variações entre semi-árido e árido, entre o Campaniano e o Maastrichtiano, a partir de megaleques. Fernandes (2004) salientou que a bacia acumulou uma seqüência sedimentar predominantemente arenosa, em clima semi-árido a árido, que hoje tem cerca de 300 m de espessura máxima preservada. Para Milani et al. (2007) a sedimentação na Bacia Bauru ocorreu em condições semi-áridas, mais úmidas nas margens e desérticas em seu interior. De acordo com esses autores o Grupo Bauru, unidade litoestratigráfica integrante da Bacia Bauru,

corresponde a depósitos de trato de sistemas de clima semi-árido, formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial, que alimentaram o deserto interior correspondente ao Grupo Caiuá.

5.3.2. Evolução dos conhecimentos estratigráficos da Bacia Bauru

A primeira referência ao termo Bauru na literatura geológica deve-se a Gonzaga de Campos (1905), em seu trabalho de reconhecimento da área compreendida entre Bauru e Itapura, na região oeste do Estado de São Paulo, a serviço da construção da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil. A princípio foi registrada a ocorrência de um depósito de *grés* (Grés de Bauru) maciço, pouco estratificado, apresentando cimentação e concreções calcárias e ocorrência de calcários maciços com variação no conteúdo da matriz argilosa. Posteriormente, foi observada a ocorrência de arenitos suprabasálticos confinados na calha do Vale do Rio Paraná (IPT, 1981), de origem deltaica e idade provavelmente terciária.

Em 1929, o atual Instituto Geológico, então denominado Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo, realizou a primeira subdivisão estratigráfica da sequência suprabasáltica cretácea, individualizando as unidades Caiuá e Bauru na Carta Geológica do Estado de São Paulo em escala 1:2.000.000.

Em 1953, Almeida & Barbosa dividiram a Unidade Bauru em duas formações: Inferior ou Itaqueri e Superior ou Marília.

Freitas (1955) desenvolveu estudos sedimentológicos, estratigráficos e tectônicos, com o objetivo de reconstruir o paleoambiente de sedimentação da então denominada Série Bauru no Estado de São Paulo. Desse período até o início da década de 1980, com a descoberta de novos afloramentos, diversos autores apresentaram trabalhos dedicados ao reconhecimento e caracterização das litofácies presentes e às reconstruções paleogeográficas dentro e fora do Estado de São Paulo, tendo como objetivo a subdivisão da Formação Bauru e o estabelecimento de uma coluna estratigráfica formal. Destacaram-se os trabalhos de Suguio (1973), Mezzalana (1974), Landim & Soares (1976), Suguio et al. (1977), Soares et al. (1979) e Stein et al. (1979).

Os trabalhos desenvolvidos nessa fase permitiram a subdivisão da Formação Bauru em unidades menores, através da denominação informal de litofácies e fácies, como é possível observar em Landim & Soares (1976). Nesse trabalho foi reconhecida a fácies Santo Anastácio, em pacotes de arenitos situados na transição entre a Formação Caiuá, inferior e a Formação Bauru, superior. Suguio et al. (1977) propuseram a divisão estratigráfica da Formação Bauru em três litofácies: Araçatuba (inferior), São José do Rio Preto (média) e

Marília (superior). Stein et al. (1979), por sua vez, propuseram a divisão da sequência suprabasáltica nas formações Caiuá, Santo Anastácio e Grupo Bauru, este por sua vez, subdividido em Unidade Inferior (Litofácies Ubirajara e Taciba) e Unidade Superior (Litofácies Marília).

Na década de 1980, os trabalhos realizados buscaram estabelecer a hierarquia estratigráfica entre as diversas litofácies mapeadas do Grupo Bauru, assim como realizar tentativas de reconstruções paleogeográficas.

Suguio (1980) propôs uma hierarquização estratigráfica para o Grupo Bauru, incluindo da base para o topo as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba e Marília.

Soares et al. (1980) integraram diversos trabalhos de mapeamento regional elaborados até então, propondo uma nova divisão estratigráfica do Grupo Bauru (Figura 3). Essa integração subdividiu o Grupo Bauru nas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília e alcançou grande aceitação entre os pesquisadores sobre o Grupo Bauru devido a sua funcionalidade em campo (ETCHEBEHERE et al., 1993; DIAS-BRITO et al., 2001).

A partir dos trabalhos de Suguio (1980) e Soares et al. (1980), as pesquisas acerca do Grupo Bauru se concentraram em revisões estratigráficas e em trabalhos de reconhecimento e extensão das unidades em caráter regional. Destacam-se os trabalhos de Almeida et al. (1981), Almeida & Mello (1981), Barcelos (1984), Cottas & Barcelos (1981), Barcelos & Suguio (1987), Fernandes (1992, 1998), Fulfaro & Barcelos (1992), Fernandes & Coimbra (1992, 1996, 2000), Batezelli (1998), Batezelli et al. (1999), Fulfaro et al. (1999a, 1999b).

Almeida et al. (1981) apresentaram a seguinte estratigrafia para o Grupo Bauru: Formação Caiuá, como unidade basal; Formação Santo Anastácio; Formação Adamantina, englobando as litofácies Araçatuba e São José do Rio Preto de Stein et al. (1979) e as litofácies Ubirajara e Taciba de Soares et al. (1979); e Formação Marília. Almeida & Mello (1981) apresentaram o Mapa Geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500.000; na síntese sobre a geologia do Estado de São Paulo foi mantida a divisão para o Grupo Bauru proposta anteriormente por Soares et al. (1980).

Estratigrafia do Grupo Bauru proposta por Soares <i>et al.</i> (1980)						
Grupo	Formação	Esp. Max.	Litologia	Litofácies	Sistemas Depositionais	Fósseis
			SW			NE
Grupo Bauru	Marília	160 m	Marília		Leques Aluviais	Algas Moluscos Conchostráceos Répteis
	Adamantina	190 m	Itaqueri Taciba Ubirajara S.J.R. Preto	Itaqueri Taciba Ubirajara S.J.R. Preto	Fluvial meandrante pelítico a Sul Psamítico a Leste e a Norte	
	Santo Anastácio	80 m	Sto. Anastácio		Fluvial meandrante a anastomosado psamítico	Cretáceo Médio
	Caiuá	200 m	Caiuá		Desértico	Cretáceo Inferior
Grupo S. Bento	Serra Geral	+1500 m	Basaltos			

Figura 3. Divisão estratigráfica do Grupo Bauru proposta por Soares *et al.* (1980). Modificado.

Barcelos (1984) e Barcelos & Suguio (1987) apresentaram trabalhos mais abrangentes em termos regionais, reconhecendo, correlacionando e estendendo as unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas inicialmente em área do Estado de São Paulo para os estados do Paraná (incluindo região do Pontal do Paranapanema), Mato Grosso do Sul, Goiás e para a região do Triângulo Mineiro, no Estado de Minas Gerais. O trabalho de Barcelos & Suguio (1987) ainda propôs a subdivisão da Formação Adamantina nos membros Araçatuba e São José do Rio Preto, definidos como litofácies por Suguio *et al.* (1977), e a subdivisão da Formação Marília nos membros Ponte Alta, Echaporã e Serra da Galga. A Formação Itaqueri foi situada no topo do Grupo Bauru (Figura 4).

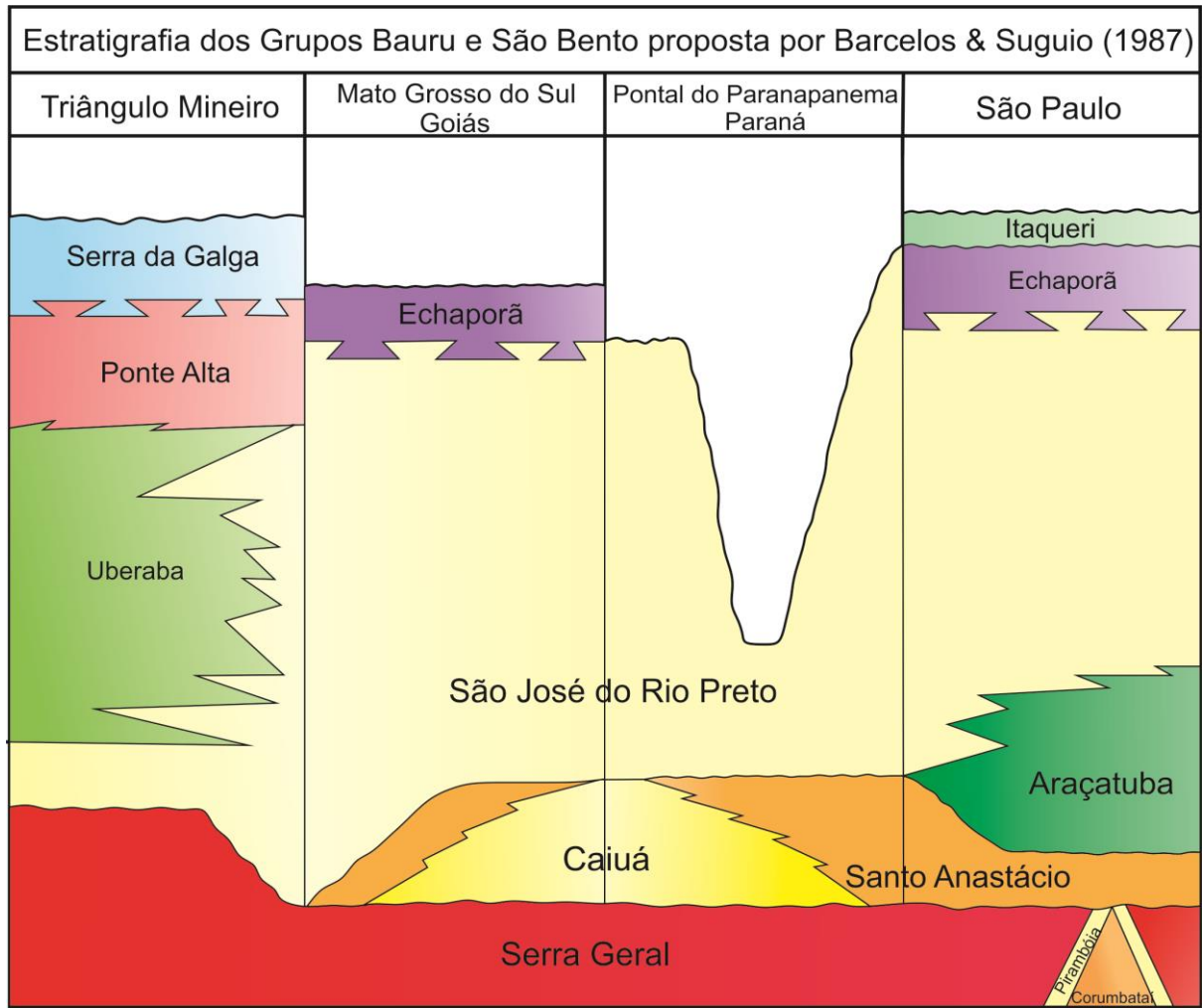


Figura 4. Divisão estratigráfica dos Grupos Bauru e São Bento proposta por Barcelos & Suguio (1987). Modificado.

O trabalho de Fulfaro & Barcelos (1992) propõe pela primeira vez a existência de uma bacia individualizada para os depósitos da Formação Caiuá, que precedeu a deposição do Grupo Bauru.

Fernandes (1992), ao estudar o Grupo Bauru no norte do Estado do Paraná e na região do Pontal do Paranapanema, apresentou uma nova proposta de subdivisão do Grupo Bauru, elevando a Formação Caiuá à categoria de grupo. O Grupo Caiuá foi então subdividido em duas formações: Rio Paraná e Goio Erê e a Formação Santo Anastácio também foi associada a esse grupo. De acordo com aquele autor, essas unidades fazem parte de uma única sequência sedimentar, sugerindo um contexto tectônico distinto da Bacia do Paraná. Fernandes & Coimbra (1992) passaram a considerar Grupo Bauru como uma Bacia independente da Bacia do Paraná, originada de uma depressão pós-gondwânica criada por subsidência termomecânica gerada com o cessamento dos derrames basálticos do Cretáceo Inferior.

Fernandes & Coimbra (1996) apresentaram um estudo regional apontando a Bacia Bauru (grupos Caiuá e Bauru) como uma entidade tectonossedimentar individualizada.

Na discussão sobre a estratigrafia e evolução geológica da porção oriental da Bacia Bauru, Fernandes (1998) dividiu a sequência suprabasáltica no Grupo Caiuá, constituído pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio; e Grupo Bauru, parcialmente cronocorrelatos (Figura 5). O autor propôs também que a Formação Adamantina deveria ser subdividida nas formações Vale do Rio do Peixe, São José do Rio Preto e Presidente Prudente, de forma que o Grupo Bauru seria então constituído pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília (Figura 5).

Batezelli (1998) e Batezelli et al. (1999), a partir de dados de superfície e de subsuperfície elevaram a unidade Araçatuba para Formação Araçatuba, além de redefinir a área de ocorrência desta formação, mostrando que a mesma ocorre nos vales dos rios Tietê, Aguapeí ou Feio, e Peixe. Os autores apresentaram um modelo de evolução paleogeográfica para a porção oeste do Estado de São Paulo.

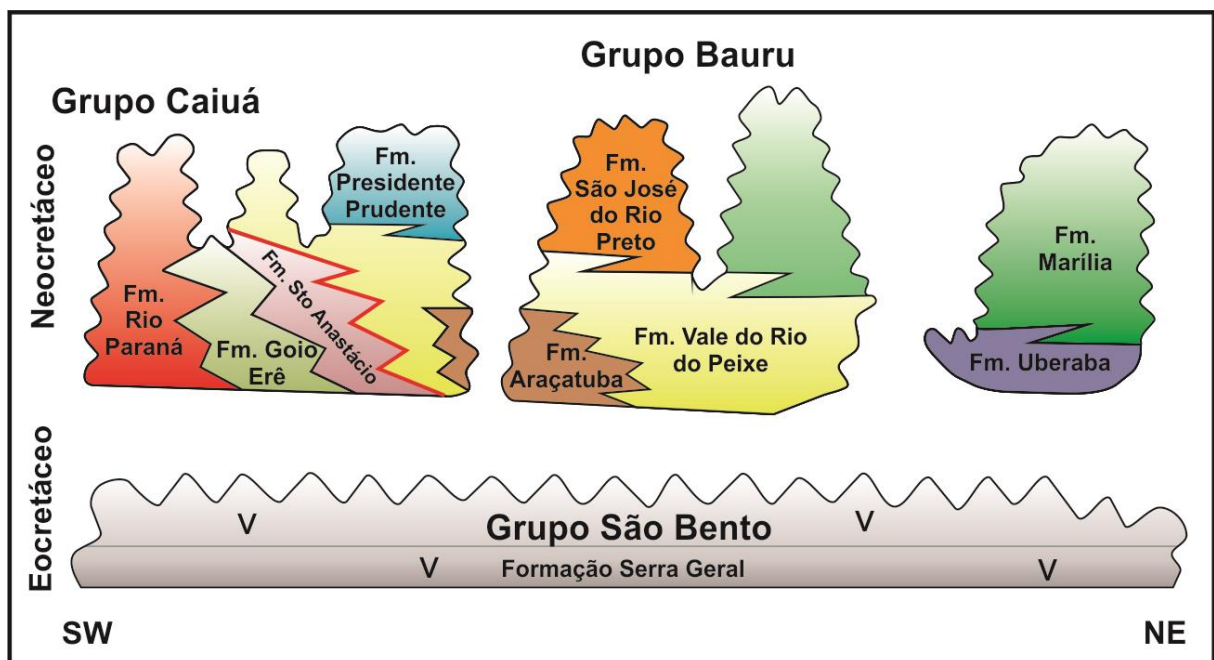


Figura 5. Divisão estratigráfica da Bacia Bauru proposto por Fernandes (1998).

Fonte: adaptado de Fernandes & Ribeiro (2015).

Fulfaro et al. (1999a) identificaram a partir de evidências de campo, que a Formação Santo Anastácio constituiria um extenso paleossolo, e propôs o termo Geossolo Santo Anastácio. Para aqueles autores os perfis de paleossolos teriam se formado sobre os depósitos do Grupo Caiuá, indicando parada na sedimentação e sugerindo um hiato temporal entre os grupos Caiuá e Bauru. Naquele trabalho também foi proposta uma divisão da Bacia Bauru,

concordante com Fernandes & Coimbra (1996), em duas bacias: Bacia Caiuá (Cretáceo Inferior) e Bacia Bauru (Cretáceo Superior).

Fulfaro et al. (1999b) apresentaram um esboço paleogeográfico para a Bacia Caiuá, definindo que esta bacia possui idade Aptiana-Albiana e que sua evolução teria se dado com o estabelecimento de um nível de base deposicional na atual região da Mesopotâmia Argentina, em contraposição a áreas mais elevadas do platô basáltico a leste. Os autores também propuseram a ocorrência de uma reestruturação tectônica em uma área deprimida da Bacia do Paraná durante o Turoniano, que levou ao surgimento de um novo nível de base, restrito à atual área do Estado de São Paulo, entre os alinhamentos do Tietê e do Paranapanema, denominada Bacia Bauru.

A partir dos anos 2000 os trabalhos que tangem à revisão estratigráfica e à proposição de novos modelos paleogeográficos da Bacia Bauru foram apresentados por Fernandes & Coimbra (2000), Batezelli (2003, 2010), Paula & Silva (2003) e Batezelli et al. (2005).

Fernandes & Coimbra (2000) apresentaram uma revisão estratigráfica endossando as propostas de Fernandes (1998).

Paula e Silva (2003) propuseram, a partir da correlação de perfis geofísicos, que a deposição do Grupo Bauru no Oeste do Estado de São Paulo ocorreu em três principais fases de deposição, separada por duas superfícies de discordância de caráter regional. Reconheceram em subsuperfície o Grupo Caiuá e as formações Santo Anastácio, Araçatuba, Adamantina e Marília e propuseram duas unidades litoestratigráficas, denominadas Formação Pirapozinho e Formação Birigui.

Batezelli (2003, 2010) e Batezelli et al. (2005) reconheceram que os depósitos lacustres da Formação Adamantina/Vale do Rio do Peixe na região do Triângulo Mineiro são correlacionados aos depósitos lacustres da Formação Araçatuba no Estado de São Paulo. Por meio de análises paleontológicas, paleomagnéticas e petrográficas, esses autores indicaram que a sedimentação que constituiu o preenchimento da Bacia Bauru foi depositada no intervalo de tempo entre o Campaniano e o Maastrichtiano.

Atualmente é aceita, na maioria dos estudos, a divisão da Bacia Bauru em dois grupos: Grupo Caiuá e Grupo Bauru. Todavia, existem diferentes pontos de vista sobre a posição litoestratigráfica desses dois grupos. Autores como Fernandes (1992, 2004) e Fernandes & Coimbra (1996, 2000) sustentam que os dois grupos são contemporâneos. Outros autores (FULFARO & PERINOTTO, 1996; BATEZELLI, 1998, 2003, 2015; PAULA e SILVA et. al, 2005) colocam o Grupo Caiuá na porção inferior da bacia, separado do Grupo Bauru por uma discordância estratigráfica, sinalizada por um paleossolo muito evoluído (Geossolo Santo

Anastásio) apontado por Fulfaro et al. (1999). Estudos recentes realizados por Batezelli et al. (2007), Batezelli (2010, 2015) e Batezelli & Ladeira (2016) demonstraram que os dois grupos não são contemporâneos, solucionando as controvérsias sobre a estratigrafia da Bacia Bauru.

5.4. Solos e Paleossolos

5.4.1. A concepção de solo na paleopedologia

Solo pode ser definido como o resultado da ação do clima e dos organismos sobre o material de origem, no relevo, durante um determinado tempo (JENNY, 1994). Nessa abordagem fatorial, o solo é concebido como uma variável dependente (s) em função das variáveis independentes ou fatores (t, p, r, c, o) (Figura 6). Buol et al. (1973) define o fator de formação do solo como um agente, uma força, condição ou “parentesco”, ou uma combinação desses, que influencia, ou pode influenciar um material de origem do solo, com o potencial de alterá-lo.

Segundo Oliveira (2011) o solo é um corpo tridimensional da paisagem, resultante da ação combinada de vários processos pedogenéticos (adição, perdas, transformações...) e depende da intensidade de manifestação dos fatores de formação (clima, relevo e organismos) sobre o material de origem durante certo período de tempo. As inúmeras combinações de intensidades de manifestação desses fatores condicionam a formação de uma diversidade de tipos de solos, com composição e comportamentos diferenciados (OLIVEIRA, 2011).

O paleossolo pode ser definido, de maneira geral, como um solo que se formou em uma paisagem pretérita (WRIGHT, 1986; GOUDIE, 2006) e que, embora mantido em superfície e influenciado por mudanças ambientais posteriores (RESTALLACK, 2001), evidencia antigos ambientes e contem informações a respeito de clima, cobertura vegetal, formas de relevo, intensidade da pedogênese e taxas de sedimentação vigentes durante sua formação (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1992; LADEIRA, 2010).

Deve ressaltar que o adjetivo “pretérito” emprestado ao conceito de paleossolos compreende aqueles solos formados a partir do Siluriano, período em que vegetação surge na Terra, segundo Gensel & Edwards (2001) e Ladeira (2010), ou ainda aqueles solos originados em espaços de tempos compreendidos entre o Cambriano e o Holoceno, uma vez que Retallack (1986, 2001) considera o solo como sendo formado através da atuação do relevo e/ou clima e/ou tempo e/ou material de origem e/ou organismos, ou seja, os cinco fatores não precisam atuarem conjunto e simultaneamente no processo de formação do solo. Ladeira (2010) relembra que os solos, tal como hoje os observamos, somente surgiram sobre a superfície terrestre a partir do avanço das primeiras plantas sobre esta, fato que ocorre no

andar Ludloviano do Siluriano (422.9 milhões de anos a 418.7 milhões de anos). Nesse sentido, à luz da concepção de solo adotado por autores como Retallack (1986, 2001), torna-se difícil o uso do princípio do atualismo, o que faz com que uma parcela significativa de pesquisadores especializados em paleossolos não adote tal definição (LADEIRA, 2010).

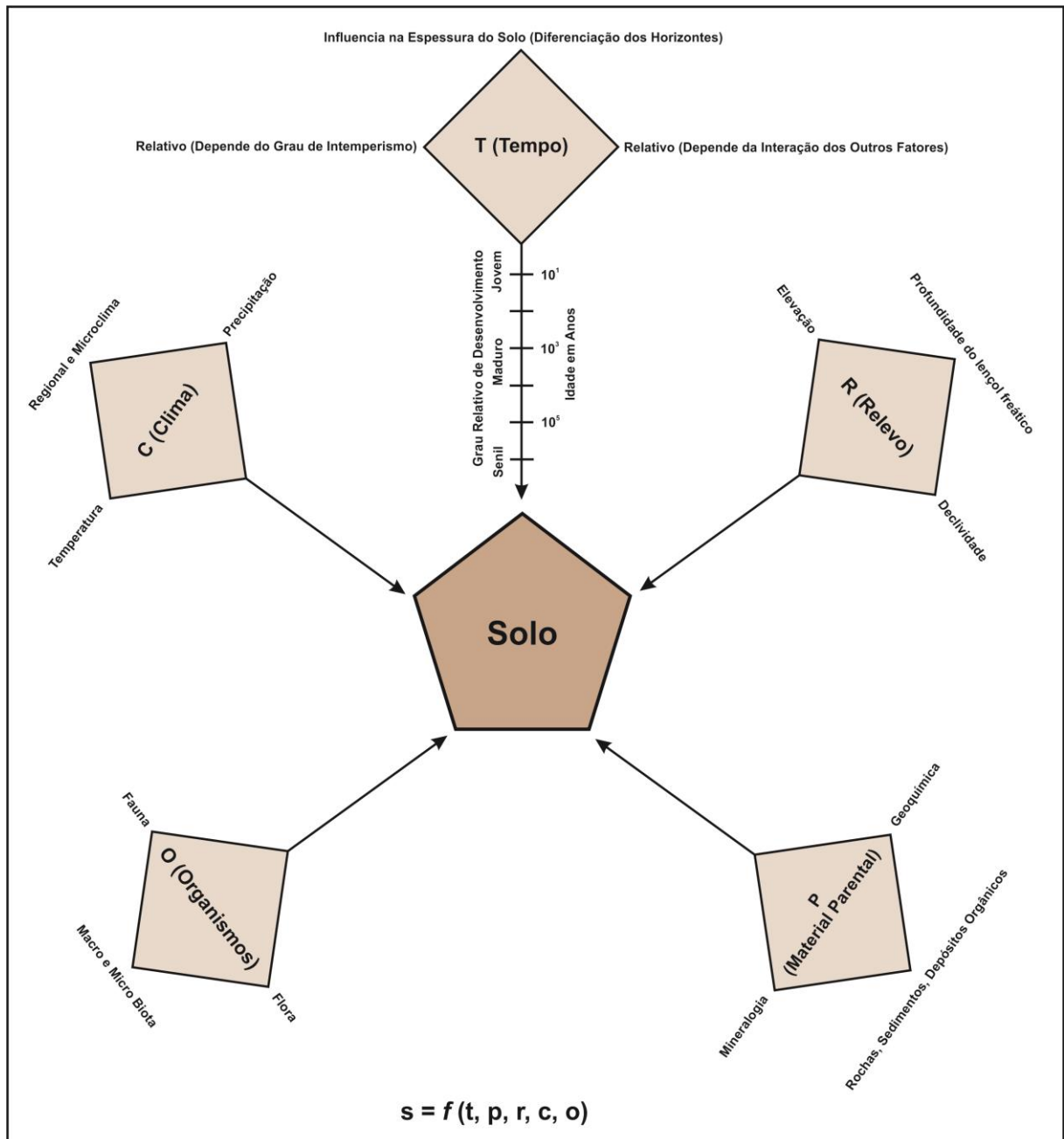


Figura 6. Atuação dos fatores ou variáveis independentes (t, p, r, c, o) no desenvolvimento do solo (s).

Fonte: baseado em Jenny (1994), Buol et al. (1997) e Brady & Weil (2013).

Os paleossolos têm sido classificados, de maneira ampla, em três categorias ou tipos (YAALON, 1971; ANDREIS, 1981; CATT, 1990; RETALLACK, 2001) (Figura 7). A primeira categoria define o solo soterrado (*buried soil*), que corresponde a um corpo

geológico que se encontra nas sucessões sedimentares, coberto por rochas sedimentares ou por outros paleossolos mais recentes e raramente por rochas magmáticas. Esses paleossolos enterrados ou soterrados, que guardaram suas características pedológicas durante certo tempo, podem, posteriormente, serem expostos a uma nova pedogênese, mais recente, em decorrência da erosão dos materiais sobrepostos, constituindo-se um solo exumado (*exumed soil*). A terceira categoria diz respeito ao solo reliquial (*relict soil*), um solo com características adquiridas no passado, mas que ainda permanece exposto na superfície topográfica atual. Dentre os diferentes tipos de paleossolos, os soterrados são os que melhor preservam suas características morfológicas.

Wright (1992) propôs algumas características, denominadas por ele de feições diagnósticas, que podem ser utilizadas na interpretação paleopedológica, haja vista a complexidade que envolve a análise de paleossolos. Estas características são aquelas associadas à iluviação, eluviação, gleização, marcas de raízes e estrutura, uma vez que essas se referem a processos anteriores ao soterramento do solo e assim, podem ser indicativas do ambiente de pedogênese. Para Catt (1990) e Retallack (2001, 2005) as feições diagnósticas de paleossolos são as marcas de raízes, os horizontes e as estruturas pedogenéticas, havendo a necessidade de identificação de ao menos duas dessas feições para a caracterização de um paleossolo. Tais feições são consideradas diagnósticas em razão de não poderem ser produzidas por processos diagenéticos. A pedalidade é uma propriedade bastante estável do solo, sendo assim, se torna uma evidência irrefutável no reconhecimento de paleossolos (LADEIRA, 2010). De acordo com Andreis (1981), estruturas prismáticas ou em blocos são típicas da pedogênese e são encontradas em paleossolos datados do paleozóico.

Em decorrência dessas características, a análise paleopedológica é essencialmente morfológica, seja em macro ou em microescala (LADEIRA, 2010). Segundo Ladeira (2010), apesar de as análises químicas, mineralógicas e isotópicas serem comuns na análise paleopedológica, elas constituem informações secundárias, uma vez que essas características, eventualmente, podem ter sido modificadas por processos posteriores ao soterramento do solo.

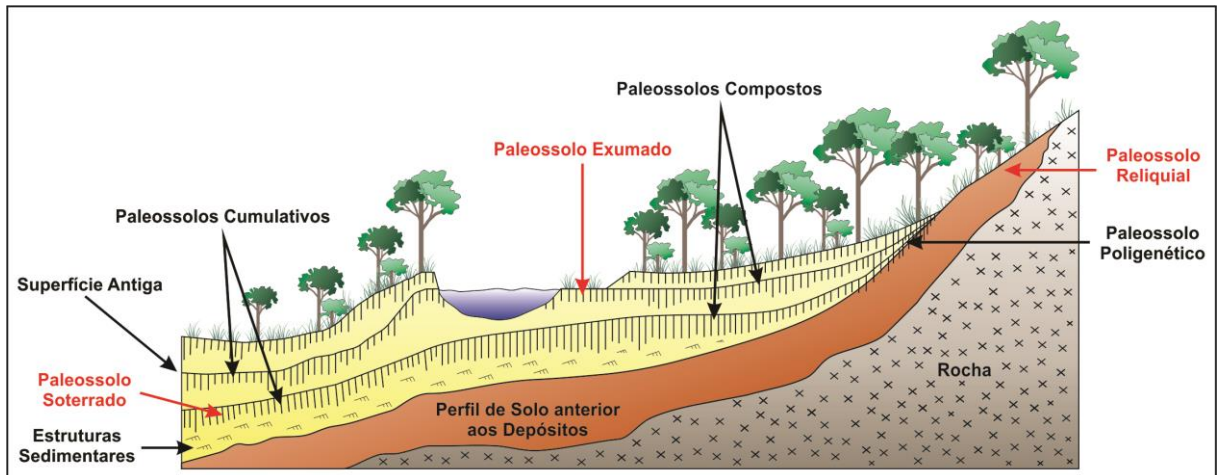


Figura 7. Recorte espacial e temporal evidenciando os paleossolos na paisagem (reliquial, exumado e soterrado) e os pedotipos (poligenéticos, compostos e cumulativos). Os pedotipos variam em função da taxa de sedimentação e pedogênese e de acordo com posição que ocupam no relevo (proximal, intermediário ou distal).
Fonte: baseado em Wright (1992), Kraus (1999), Retallack (2001), Ladeira (2010).

5.4.2. Métodos e técnicas em estudos paleopedológicos

De acordo com Nash (2003), os trabalhos com enfoque em paleossolos devem ser compostos de metodologias clássicas como análises morfológicas, texturais, químicas e, eventualmente, a associação entre novas técnicas e a incorporação de novas metodologias.

No que se refere aos calcretes, o estudo morfológico pode fornecer informações sobre sua origem pedogenética ou por águas de lençol. As análises químicas, através das variações isotópicas, podem fornecer a idade dos calcretes e seu ambiente de formação (NASH, 2003).

Os principais métodos e técnicas, essenciais e complementares, empregadas na caracterização de paleossolos, estão resumidos abaixo (Tabela 5). Esses métodos e técnicas envolvem a caracterização macro e micromorfológica e determinações analíticas abrangendo análises químicas, mineralógicas, granulométricas e geocronológicas.

Tabela 5. Critérios utilizados para o reconhecimento e descrição de paleossolos em campo e em laboratório

Métodos e Técnicas						
Critérios de Campo		Critérios de Laboratório				
Geológico/Pedológico	Paleontológico	Mineralogia	Micromorfologia	Geoquímica	Geocronologia	Granulometria
<p>Grande extensão areal: pode atingir km de extensão.</p> <p>Espessura reduzida: a média varia de 0,50m a 3m.</p> <p>Limite superior: é comum que seja bem definido.</p> <p>Limite inferior: sempre é transicional.</p> <p>Meia cana: num perfil vertical, o paleossolo é mais erodido que os demais componentes do perfil.</p> <p>Cor: a relação entre as cores.</p> <p>Estruturas: bloco, prismática, laminar, etc.</p> <p>Horizontes: A, B ou C.</p> <p>Crostas e concreções químicas.</p>	<p>Raízes e troncos: em posição de vida.</p> <p>Crotovinas: pedotúbulos (vegetais) e escavações (icnofósseis).</p> <p>Ninhos: de escarabídeos e vespídeos <i>in situ</i>.</p> <p>Restos esqueléticos e pisadas (icnitos) de vertebrados.</p>	<p>Composição mineralógica: auxilia na caracterização de paleossolos.</p>	<p>Estudos de aspectos pedológicos (como matriz, feições, etc.) em seção delgada. MEV.</p>	<p>Relações molares, funções.</p>	<p>Datação: ¹⁴C, K/Ar, etc.</p>	<p>Propriedades texturais: análise da alteração granulométrica do Hz. B por iluviação dos clastos de horizontes superiores.</p>

Fonte: baseado em Andreis (1981).

5.4.2.1. Caracterização morfológica

Os processos de formação pelos quais o solo passou e sua constituição final se reflete nas suas características morfológicas. Tradicionalmente, o estudo da morfologia (características externas próprias) do solo refere-se à descrição daquelas propriedades detectadas pelo sentido da visão e do tato (manuseio), destacando a textura, a estrutura, a porosidade, a consistência e a transição entre os horizontes e, ou, camadas (SANTOS et al., 2005). Ela é feita por ocasião do estudo do solo no campo (descrição do perfil) para cada horizonte ou camada individualmente, seguindo registro metodizado.

Na paleopedologia a análise morfológica é feita de forma análoga à pedologia. Segundo Ladeira (2010) embora as análises químicas, mineralógicas e isotópicas sejam comuns na paleopedológica, elas constituem informações secundárias, uma vez que essas características, eventualmente, podem ter sido modificadas por processos posteriores ao

soterramento do solo. Assim, a análise paleopedológica é essencialmente morfológica, seja em macro ou em microescala (LADEIRA, 2010).

Nesse sentido, a morfologia (“anatomia do solo”) é definida como a parte da ciência do solo que estuda as características morfológicas dos solos no campo. Sua unidade básica de estudo é o perfil do solo.

O perfil do solo compreende o conjunto de horizontes e camadas que se sucedem em profundidade, desde a superfície até a rocha subjacente (Figura 8).

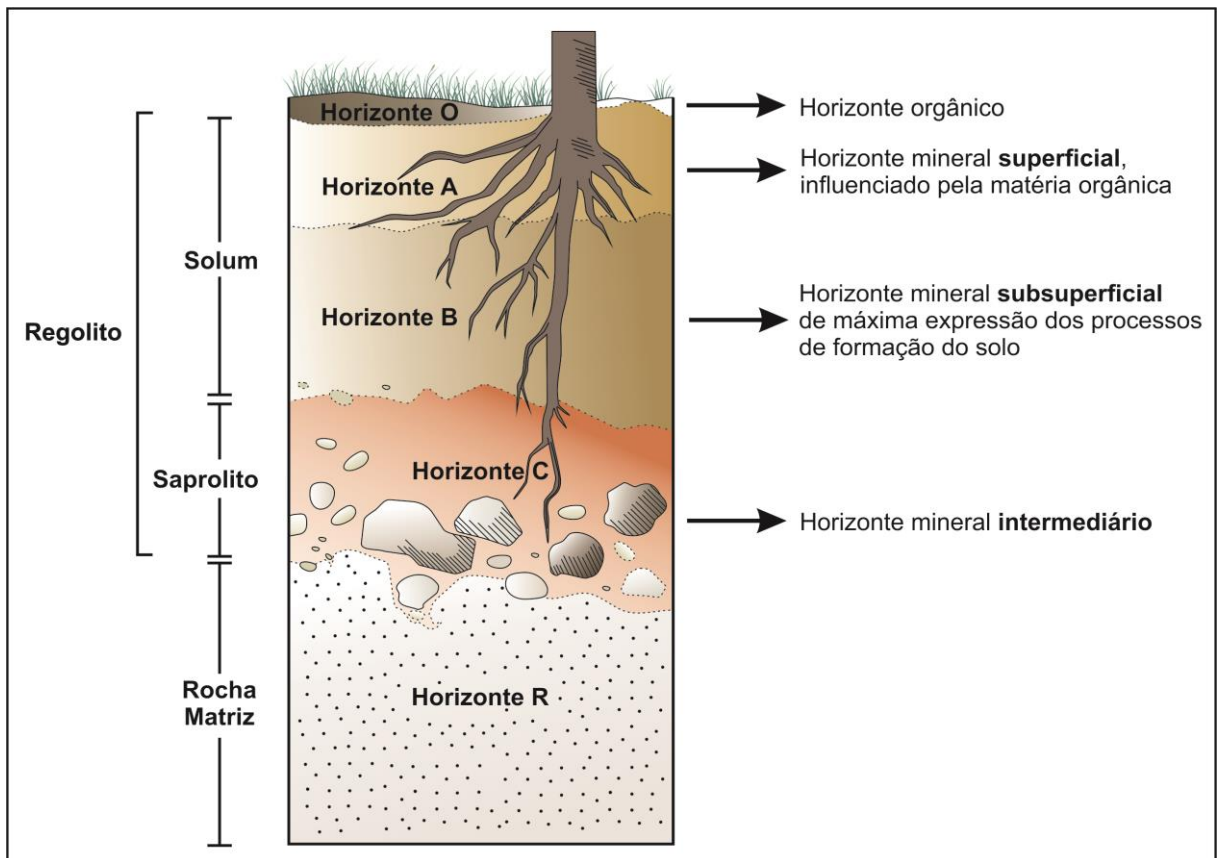


Figura 8. Representação esquemática do perfil de solo.

Fonte: baseado em Brady & Weil (2013).

Por horizonte do solo deve-se entender uma seção de constituição mineral ou orgânica, à superfície do terreno ou aproximadamente paralela a esta, parcialmente exposta no perfil e dotada de propriedades geradas por processos formadores do solo. Essas propriedades devem lhe conferir características de inter-relacionamento com outros horizontes componentes do perfil, dos quais se diferencia em virtude de diversidade de propriedades, resultantes da ação da pedogênese (SSM, 1962). As camadas se definem como seções sequenciais pouco ou nada afetadas pelos processos pedogenéticos, destacando-se as deposições recentes de sedimentos

aluviais, eólicos ou de atividade vulcânica. A simbologia dos horizontes se encontra na tabela 6.

Tabela 6. Simbologia dos horizontes e camadas do solo

O - Horizonte ou camada superficial de cobertura, de constituição orgânica, sobreposto a alguns solos minerais, podendo estar ocasionalmente saturado com água
H - Horizonte ou camada de constituição orgânica, superficial ou não, composto de resíduos orgânicos acumulados ou em acumulação sob condições de prolongada estagnação de água, salvo se artificialmente drenado
A - Horizonte mineral, superficial ou em seqüência a horizonte ou camada O ou H, de concentração de matéria orgânica decomposta e perda ou decomposição principalmente de componentes minerais (Fe, Al e argila)
AB (ou AE) - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte A e algumas características de horizonte B (ou E)
A/B (ou A/E ou A/C) - Horizonte mesclado com partes de horizonte A e de horizonte B (ou A e E ou A e C), porém com predomínio de material de A
AC - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte A e algumas características de horizonte C
E - Horizonte mineral, cuja característica principal é a perda de argilas silicatadas, óxidos de ferro e alumínio ou matéria orgânica, individualmente ou em conjunto, com resultante concentração residual de areia e silte constituídos de quartzo ou outros minerais resistentes e/ou resultante descoramento
EA (ou EB) - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte E e algumas características de horizonte A (ou B)
E/A - Horizonte mesclado com partes de horizonte E e de horizonte A, porém com predomínio de material de E
E/Bt - Presença de lamelas espessas (Bt), dentro de horizonte E
BA (ou BE) - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte B e algumas características de horizonte A (ou E)
B/A (ou B/E) - Horizonte mesclado com partes de horizonte B e de horizonte A (ou E), porém com predomínio de material de B
B - Horizonte subsuperficial de acumulação de argila, Fe, Al, Si, húmus, CaCO ₃ , CaSO ₄ , ou de perda de CaCO ₃ , ou de acumulação de sesquióxidos; ou com bom desenvolvimento estrutural
BC - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte B e algumas características de horizonte C
B/C - Horizonte mesclado com partes de horizonte B e de horizonte C, porém com predomínio de material de B
CB (ou CA) - Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte C e algumas características de horizonte B (ou A)
C/B (ou C/A) - Horizonte mesclado com partes de horizonte C e de horizonte B (ou A), porém com predomínio de material de C
C - Horizonte ou camada mineral de material inconsolidado sob o <i>solum</i> , relativamente pouco afetado por processos pedogenéticos, a partir do qual o <i>solum</i> pode ou não ter se formado, sem ou com pouca expressão de propriedades identificadoras de qualquer outro horizonte principal
F - Horizonte ou camada de material mineral consolidada sob A, E ou B, rico em ferro e/ou alumínio e pobre em matéria orgânica, proveniente do endurecimento irreversível da plintita, ou originado de formas de concentração possivelmente não derivadas de plintita, inclusive promovidas por translocação lateral de ferro e/ou alumínio
R - Camada mineral de material consolidado, que constitui substrato rochoso contínuo ou praticamente contínuo, a não ser pelas poucas e estreitas fendas que pode apresentar

Os horizontes podem ser transicionais ou intermediários. Os transicionais são aqueles nos quais as propriedades de dois horizontes principais se associam, de modo que não há individualização de partes distintas de um e de outro (AO; OA; AB, RC, EB, etc.). Os intermediários são os horizontes mesclados, nos quais porções de um horizonte principal são envolvidas por material de outro horizonte principal, sendo distintas as partes pertencentes aos respectivos horizontes em causa (A/B; E/B; B/C, etc.).

Não se devem confundir os horizontes transicionais com a transição entre horizontes. A transição entre horizontes se refere à nitidez ou contraste de separação entre os horizontes ou camadas. Pode ser avaliada quanto à distinção (abrupta, <2,5 cm; clara, 2,5 a 7,5 cm; gradual, 7,5 a 12 cm; difusa, >12 cm) e quanto à topografia (horizontal, ondulada, irregular, descontínua) (SANTOS et al., 2005).

Enquanto na tabela 5 estão representados os principais símbolos dos horizontes e camadas e suas definições, na tabela 7 são representados os atributos dos horizontes e camadas por sufixos, grafados em minúsculos.

Tabela 7. Principais atributos dos horizontes e camadas

a - propriedades ândicas. Ex: Aa, Ba, Ca	o - material orgânico mal ou não decomposto. Ex: Oo, Ho
b - horizonte enterrado. Ex: Hb, Ab, Eb, Bb, Fb	p - aração ou outras pedoturbações. Ex: Hp, Ap
c - concreções ou nódulos endurecidos. Ex: Ac, Ec, Bc, Cc	q - acumulação de sílica. Ex: Bq, Cq
d - acentuada decomposição de material orgânico. Ex: Od, Hd	r - rocha branda ou saprófito. Ex: Cr
e - escurecimento da parte externa dos agregados por matéria orgânica não associada a sesquióxidos. Ex: Ae, Be	s - acumulação iluvial de matéria orgânica. Ex: Bs, Bhs
f - material laterítico e/ou bauxítico brando (plintita). Ex: Af, Bf, Cf	ss - superfícies de fricção (<i>slickensides</i>). Ex: Bss
g - glei. Ex: Ag, Eg, Bg, Cg	t - acumulação de argila. Ex: Bt
h - acumulação iluvial de matéria orgânica. Ex: Bh	u - modificações e acumulações antropogênicas. Ex: Hu, Au
i - incipiente desenvolvimento de horizonte B. Ex: Bi	v - características vérticas. Ex: Bv, Cv
j - tiomorfismo. Ex: Hj, Aj, Bj, Cj	w - intensa alteração com inexpressiva acumulação de argila, com ou sem concentração de sesquióxidos. Ex: Bw
k - presença de carbonatos. Ex: Ak, Bk, Ck	x - cimentação aparente, reversível. Ex: Bx, Ex, Cx
\bar{k} - acumulação de carbonato de cálcio secundário. Ex: Ak, Bk, Ck	y - acumulação de sulfato de cálcio. Ex: By, Cy
m - extremamente cimentado. Ex: Bm, Cm	z - acumulação de sais mais solúveis em água fria que sulfato de cálcio. Ex: Hz, Az, Bz, Cz
n - acumulação de sódio trocável. Ex: Hn, An, Bn, Cn	

5.4.2.2. Micromorfologia

A micromorfologia ou micropedologia pode ser definida como o ramo da ciência do solo que se ocupa da descrição, interpretação e, até certo ponto, a medida dos constituintes, feições e fábricas do solo ao nível microscópico (BULLOCK et 1985). Para Mermut (1992) a micropedologia é considerada como uma das disciplinas da ciência do solo, que por definição engloba a investigação de amostras indeformadas de solo (identificação e descrição dos constituintes e feições do solo) utilizando a lupa binocular (ou estereoscópio) e o microscópio petrográfico.

Dentre os principais objetivos, a análise micromorfológica permite formular hipóteses ou demonstrações acerca da dinâmica genética e evolutiva dos solos, na tentativa de

esclarecer as controvérsias sobre sua origem, evolução e comportamento (CASTRO et al., 2003). Segundo os autores, identificar os diferentes constituintes do solo em distintas frações, bem como definir as possíveis inter-relações existentes entre eles constitui outro objetivo fundamental da micromorfologia.

Na paleopedologia, a micromorfologia pode ser aplicada na dedução de paleoambientes e paleoclimas associados, cronossequência de paleossolos e reconstituição paleogeográfica (PORTA et al., 1999).

Considerando a terminologia atual da micropedologia, é preciso abordar alguns conceitos básicos, que são fundamentais na análise microscópica e na descrição de solos: textura, estrutura, fábrica, fundo matricial e micromassa, material grosso e fino (conceito G/F) e os padrões de distribuição relativa G/F, feições pedológicas e pedalidade. Esses conceitos, envolvendo atributos, níveis de organização e componentes, assumem certa hierarquia no processo de descrição e interpretação em micromorfologia (Figura 9). Os atributos são características inerentes às organizações. As unidades de organização micromorfológica dependem desses atributos e são conjuntos unitários, portanto finitos, que contêm arranjo próprio, podendo ser classificados em três tipos: agregado, fundo matricial e feição pedológica.

A textura diz respeito à constituição física de um material pedológico expressa pela estrutura e grau de cristalização das partículas sólidas (BREWER, 1964).

Para Bullock et al (1985) a estrutura se refere ao tamanho, forma e arranjo das partículas primárias e poros em materiais agregados ou não agregados e ao tamanho, forma e arranjo de qualquer agregado presente.

O grau de desenvolvimento da estrutura na escala microscópica é denominado de grau de pedalidade. Bullock et al. (1985) descrevem três tipos de pedalidade: bem desenvolvida, moderadamente desenvolvida e fracamente desenvolvida. Quatro tipos de agregados são descritos por Bullock et al. (1985) para caracterizar a microestrutura: esferoidais, em blocos, laminares e em prismas.

A fábrica do solo se refere à organização total do solo expressado pelo arranjo espacial dos constituintes do solo (sólido, líquido, gasoso), a sua forma, tamanho e frequência, considerado desde um ponto de vista de configuração, funcional e genético (BULLOCK et al., 1985).

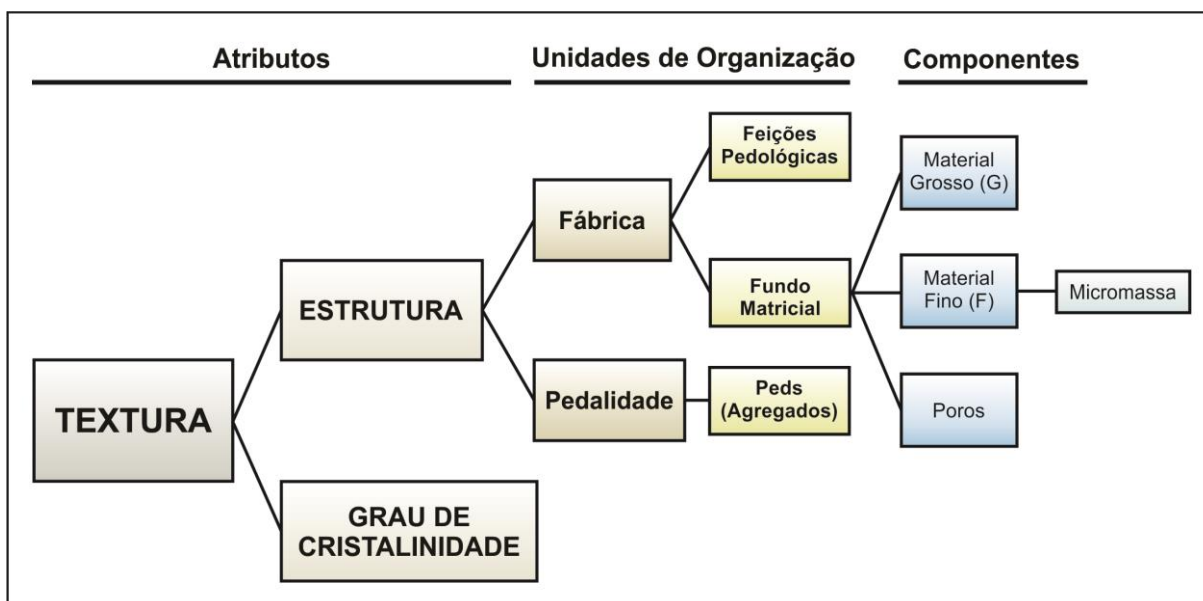


Figura 9. Atributos, unidades de organização e componentes considerados na análise micromorfológica.

O fundo matricial (*groundmass* ou *s-matrix*) é o termo geral utilizado para o material grosso e fino que forma a base do solo, excluindo o material das feições pedológicas com exceção dos seguintes casos: a) onde as feições pedológicas impregnam o fundo matricial e o fundo matricial ainda está evidente; b) quando fazendo uma descrição detalhada de uma feição pedológica é conveniente se referir ao material de base da feição como fundo matricial (BULLOCK et al., 1985).

A fração ou material grosso define-se como partículas que podem ser observadas em microscópio ótico, granulometricamente classificados como silte e areia. Constituem-se de minerais primários (como quartzo, feldspato, micas) e, às vezes as feições pedológicas (como nódulos) podem se comportar como fração grosseira. O material fino constitui-se de partículas que não podem ser observadas sob o microscópio ótico, granulometricamente classificados como fração argila. Sua identificação pode ser feita utilizando corantes, difração de raio-X, observação com microscópio eletrônico de varredura, de transmissão, dentre outros. Os poros são espaços desprovidos de matéria sólida e podem ocorrer em quatro posições dentro do fundo matricial: entre os agregados (interagregados), dentro dos agregados (intra-agregados), atravessando os agregados (transagregados) e dentro de materiais não-agregados (inter-grãos).

A relação entre o material grosso (G) e o material fino (F) define os cinco principais padrões de distribuição (BULLOCK et al., 1985): Mônica, Gefúrica, Quitônica, Enáulica e Porfírica. A distribuição mônica constitui-se de unidades de fábrica com partículas de um só grupo de tamanho ou ainda material amorfo (como areia, silte, cascalho). As gefúricas são aquelas em que as unidades grosseiras são ligadas por pontes de material fino. Nas quitônicas

as unidades grosseiras estão rodeadas de material fino (por exemplo, areia recoberta por argila ou agregados recobertos por argila). Na enáulica existe material grosso e agregados de material fino (microagregados) nos espaços intersticiais, sem preenchê-los completamente. Na porfírica as partículas grosseiras distribuem-se numa massa densa de material fino (por exemplo, argila) e não existem os poros intersticiais. Ela pode ser de três tipos: porfírica aberta, dupla ou simples.

A forma como o material grosso, o material fino e os poros estão distribuídos pode revelar indícios sobre a gênese e evolução do solo, o que justifica a importância do estudo destas características em análises micromorfológicas. A relação entre material grosso e material fino (relação C/F) contribui para a interpretação dos processos pedogenéticos e morfogenéticos ocorrentes em determinada superfície, uma vez que ela revela indícios de processos e fenômenos atuantes e que influenciam na gênese e evolução do solo local, contribuindo para o entendimento da própria evolução geomorfológica da paisagem.

Segundo Bullock et al. (1985) a micromassa pode ser definida como um termo geral que descreve o material fino do fundo matricial. A descrição da micromassa é baseada na caracterização da fábrica do material fino (*b-fabric*) que a compõe, observada sob luz polarizada. A fábrica birrefringente (*b-fabric*) do material fino pode ser subdivida em três grupos principais: fábrica indiferenciada (caracterizada pela ausência de cores de interferência), fábrica cristalítica (caracterizada pela presença de pequenos cristalitos birrefringentes ou fragmentos de minerais que causam as cores de interferência do material fino) e fábrica estriada, salpicada e estrial (caracterizada pela presença de zonas de argilas birrefringentes). Aquelas compostas por zonas mais alongadas são descritas como estriadas. Se as zonas consistirem de domínios isolados, a fábrica é denominada salpicada. Se todo o material fino exibir orientação paralela preferencial, a fábrica é denominada estrial.

As feições pedológicas constituem unidades de fábrica discretas presentes nos solos que se diferenciam do material adjacente por diferenças na concentração de um ou mais dos seus componentes, por exemplo, uma fração granulométrica, matéria orgânica, cristais, componentes químicos ou fábrica interna diferente (BULLOCK et al., 1985). Segundo os autores, fábricas birrefringentes estão excluídas das feições pedológicas. As feições pedológicas podem ser divididas em feições texturais, de depleção, feições cristalinas, feições amorfas ou criptocristalinas, nódulos e feições pedológicas de excremento.

Fitzpatrick (1984), Bullock et al. (1985) e Delvigne (1998) propuseram parâmetros para avaliar, micromorfológicamente, padrões e graus de alteração minerais, com objetivo de inferir intensidade de processo de intemperismo e pedoplasmação. Esses padrões e graus de

alteração minerais (Tabela 8, Figuras 10 e 11) também podem ser aplicados a paleossolos. Delvigne (1998) ressaltou que a partir da análise de processos de alteração em minerais, é possível estabelecer relações com o objetivo de se avaliar tanto o processo de intemperismo quanto a pedogênese.

Tabela 8. Terminologia para diferentes padrões e graus de alteração mineral. **Fonte:** Bullock et al. (1985).

Padrão de Alteração	Grau de alteração (classe e percentagem do volume)				
	Classe 0	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
	0-2,5%	2,5-25%	25-75%	75-97,5%	97,5-100%
A	Mineral original	Pelicular	Pelicular grosseiro		Mineral completamente alterado
			Núcleo grande	Núcleo	
B		Linear irregular	Bandeado irregular		
			Resíduos ao acaso	Resíduos pequenos ao acaso	
C.1.		Linear paralelo	Bandeado paralelo		
			Resíduos organizados	Resíduos pequenos organizados	
C.2.		Linear cruzado	Bandas cruzadas		
			Resíduos organizados	Resíduos pequenos organizados	
D		Pontilhado	Remendado		
			Resíduo cavernoso	Resíduos pequenos dispersos	
E		Complexo			

Como a micromorfologia consiste numa técnica de observação em escala micrométrica, Castro (2008) resalta a necessidade de conexão com as escalas maiores, caracterizando os diferentes níveis de organização pedológica (Tabela 9).

	0	1	2	3	4
OLIVINA					
AUGITA					
BIOTITA					
FELDSPATO					
FELDSPATO					
QUARTZO					
APATITA					

Figura 10. Classes de alteração (0 a 4) para diferentes minerais.

Fonte: Fitzpatrick (1984).






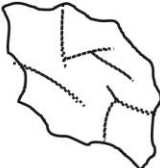





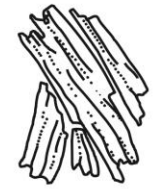













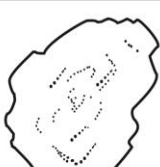



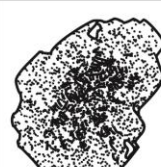
Padrão de Alteração	Exemplo de Mineral	Classes de Alteração				
		0	1	2	3	4
A	Alteração pelicular da olivina para idingsita					
B	Alteração linear irregular da olivina para nontronita					
C1	Alteração linear paralela da moscovita para caulinita					
C2	Alteração linear cruzada do feldspato potássico para caulinita e material amorfo					
D	Alteração pontilhada da olivina para a nontronita					
E	Alteração complexa do plagioclásio zonado para material amorfo e caulinita					

Figura 11. Sequência ilustrando diferentes padrões e classes de alteração para minerais.

Fonte: Bullock et al. (1985).

A existência de diferentes níveis de organização pedológica proporciona distintas possibilidades de análises cada vez mais verticalizadas, específicas e com maior grau de detalhe. Desse modo, cada horizonte que compõe um perfil de solo é composto por uma série de agregados que quando observados em lâminas, com o auxílio de microscópios ópticos, permitem a identificação do arranjo de seus constituintes.

Tabela 9. Níveis de organização pedológica (adaptado de Chauvel, 1979)

Nível de organização	Paisagem	Sistema pedológico em <i>continuum</i>	Sucessão vertical de horizontes	Horizontes do solo	Agregado elementar	Constituintes do agregado elementar
Escala intrínseca do nível	Megascópia	Macroscópia	Macroscópia	Macroscópia	Microscópia	Nanoscópia
Ordem de grandeza aproximada do nível	km-hm	hm-dam	dam-m	m-cm	cm- μ m	mm-nm
Unidade de organização do nível	Sistema pedológico em <i>continuum</i>	Sucessão vertical de horizontes	Horizontes do solo	Agregado elementar	Constituintes do agregado elementar	Compostos químicos
Técnica de observação do nível	Direta a olho nu			Olho nu ou lupa	Microscopia óptica	Microscopia eletrônica

Fonte: baseado em Castro (2008).

5.4.2.3. Microscopia eletrônica de varredura

Segundo Fabris et al. (2009) a microscopia óptica convencional de solos permite obter informações sobre tamanho, forma e composição de grãos minerais maiores que 5 μ m (silte areia). Usado em conjunto com microscopia de varredura eletrônica (MEV), os instrumentos analisadores, como espectrômetro de emissão óptica excitado por laser, ou microanalisador de sonda de elétrons, a composição química dos grãos individuais pode ser determinada. Em estudos químicos e mineralógicos do solo, tais determinações pontuais, são de grande utilidade, permitindo identificar a espécie mineral presente e avaliar sua distribuição espacial e proporção relativa no solo, quando se faz uso de lâminas delgadas de solos.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um instrumento que permite a observação e caracterização de materiais orgânicos e inorgânicos em micro escala. Nesse equipamento, o micro volume a ser analisado é irradiado com um feixe fino e focalizado de elétrons que varre a amostra através de toda a sua superfície (GOLDSTEIN et al., 1992). Os tipos de sinais produzidos quando o feixe de elétrons colide com a superfície da amostra incluem elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (“*backscattering*”), raios-X característicos, entre outros. Cada um desses sinais é decodificado de forma que diferentes características da amostra podem ser analisadas, tais como topografia, composição, cristalografia entre outras.

O MEV (SEM – abreviatura de *scanning electron microscope*) baseia-se na varredura da superfície da amostra por uma ponta tão fina que termina em um átomo. Para trabalhar de modo eficiente em nano-escalas, é necessário que a superfície de análise seja a mais plana e

livre de imperfeições possível e que o feixe idealmente incidente termine num simples átomo, o que nem sempre é possível (FABRIS et al., 2009).

Os princípios de preparação de amostras para uso em MEV representam uma etapa crítica para o sucesso da técnica analítica. De acordo com Fabris et al. (2009), análises químicas qualitativas podem ser obtidas em amostra de solo integrais não polidas, quando adequadamente montadas (coladas) em suportes cilíndricos de alumínio ou em pequenas placas de cerâmica, e recobertas posteriormente com filmes de carbono (grafite). Podem ser agregados ou torrões que não percam sua integridade quando colocados em vácuo. Há casos específicos em que se aplicam técnicas especiais, dependendo do interesse particular do investigador: análise de superfície com deposições iluviais (cerosidade), cimentação carbonática ou ferruginosa, superfície de grãos minerais, feições de microintemperismo, dentre outras.

A microscopia eletrônica de varredura pode ser utilizada tanto para a caracterização morfológica e geoquímica de solos quanto de sedimentos, compreendendo aqueles com dimensões entre areia muito grossa e argilas.

5.4.2.4. Difratometria de raios-X

A difratometria de raios-X (DRX) é atualmente uma técnica-padrão na identificação e no estudo de minerais, sendo utilizada rotineiramente nos laboratórios de mineralogia, associada às demais técnicas analíticas. Além de ser frequentemente usada na identificação de fases de materiais cristalino, pode fornecer informações sobre as dimensões da célula unitária. Sua importância transcende em muito sua aparente simplicidade, tendo sido fundamental na própria identificação e caracterização da estrutura cristalina, no começo do século XX (FABRIS et al., 2009).

A difratometria bem como a sua técnica complementar, a fluorescência de raios-X (FRX), estão fundamentadas na descoberta de Max Von Laue em 1912 de que as substâncias cristalinas podem atuar como uma rede de difração tridimensional para radiações cujo comprimento de onda sejam da mesma ordem de grandeza das distâncias interatômicas na estrutura, ou seja, os raios-X.

Os raios-X são uma das formas da radiação eletromagnética, com comprimento de onda na faixa de $0,1$ a 100×10^{-10} m. São produzidos quando um alvo sólido é bombardeado por elétrons de alta energia, que são desacelerados e têm sua energia cinética convertida em radiação (FABRIS et al., 2009).

A DRX se baseia, assim, na interferência construtiva de raios-X monocromáticos incidentes sobre um material cristalino. Esses raios-X são gerados por um tubo de raios catódicos com alvo metálico, geralmente o cobre, filtrados, colimados e direcionados para a amostra dispersa em um plano suporte. A interação entre o feixe incidente e a amostra produz uma interferência construtiva e um feixe difratado em uma direção quando as condições satisfazem a lei de Bragg: $n\lambda = 2d \sin \theta$.

A lei de Bragg relaciona o comprimento de onda da radiação incidente com o espaçamento interplanar da estrutura cristalina do material a ser analisado. Essa radiação difratada é então detectada, processada e os fótons são contados. Por uma varredura angular do detector em 2θ , todas as possíveis interferências construtivas são detectadas devido a orientação aleatória do material pulverizado. A conversão dos picos de difração para espaçamentos dos planos interatômicos permite a identificação do mineral porque cada mineral possui um conjunto único de planos. Tipicamente, através da comparação do conjunto de picos de difração ou difratogramas com padrões de referência permite identificar o mineral.

Todos os métodos de DRX são baseados na produção de raios-X em um tubo de raios catódicos ou simplesmente tubos de raios-X. Esses raios são direcionados a amostras e os difratados são coletados. Uma componente chave para a técnica consiste no ângulo entre o feixe incidente e o difratado e esse parâmetro é fundamental tanto na difratometria de pó quanto no estudo de monocristais.

O difratômetro compõe-se de três partes fundamentais: o tubo de raios-X, o porta amostras e o detector. Os raios-X são gerados e um cátodo por aquecimento de um filamento para produção de elétrons que no vácuo são acelerados por um forte campo elétrico contra um alvo metálico. Quando os elétrons possuem energia suficiente para deslocarem os elétrons das camadas mais internas do material alvo provocando transições, um espectro característico de raios-X é produzido. Este espectro é constituído de vários componentes e os principais são designados por $K\alpha$ e $K\beta$, radiações provenientes da camada mais interna K do átomo do metal alvo. A radiação mais comumente usada é $K\alpha$ que por sua vez constitui-se de dois componentes: $K\alpha_1$ e $K\alpha_2$. $K\alpha_1$ possui comprimento de onda ligeiramente mais curto que $K\alpha_2$ e o dobro da sua intensidade.

Comprimentos de onda específicos são característicos do material do alvo (Cu, Fe, Mo, Cr, dentre outros) e são filtrados por folhas metálicas ou cristais monocromadores para a obtenção de relativa pureza cromática. $K\alpha_1$ e $K\alpha_2$ estão bastante próximos e uma média ponderada de suas intensidades é usada no cálculo dos difratogramas. Cobre é o material alvo

mais comumente utilizado em tubos selados e a radiação $\text{CuK}\alpha$ é 1.5418 Å. Enquanto o porta amostra rotaciona em um ângulo θ , o detector posiciona-se em 2θ e a contagem de fótons é efetuada em uma geometria conhecida como Bragg-Brentano.

O instrumento que permite a varredura e a leitura de posições angulares e que sustenta o porta amostra e o detector denomina-se goniômetro. Uma varredura típica para difratometria de pó cobre o intervalo em 2θ de 3° até 80° .

5.4.2.5. Espectrometria de fluorescência de raios-X

A espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX ou XRF) constitui-se em uma das técnicas analíticas mais utilizadas na geoquímica. As aplicações principais em geoquímica são as determinações de elementos maiores, menores e traços em rochas, solos e sedimentos. Os resultados da XRF sempre representam fração em massa em relação à amostra total.

A FRX dos elementos presentes numa amostra ocorre quando esta é atingida por raios-X oriundos de um tubo de raios-X. Ao incidirem nos átomos da amostra, esses raios primários ejetam elétrons das camadas próximas do núcleo. As vacâncias assim criadas são imediatamente preenchidas por elétrons das camadas mais externas e simultaneamente há emissão de raios-X (fluorescentes ou secundários) cuja energia corresponde à diferença entre as energias dos níveis e subníveis das transições eletrônicas envolvidas.

Dessa forma, na espectrometria de fluorescência de raios-X uma fonte de radiação de elevada energia (radiação gama ou radiação X) provoca a excitação dos átomos da substância que pretendemos analisar. Como na natureza tudo tende a buscar o estado de estabilidade, o átomo excitado tende naturalmente a retornar ao seu estado fundamental, ocorrendo uma emissão de energia. Esta energia envolvida na absorção é uma característica específica de cada elemento químico, permitindo a sua identificação e correspondente quantificação (BECKHOFF et al., 2006)

Assim, os princípios físicos da fluorescência de raios-X consistem na indução de transições eletrônicas entre os orbitais mais internos dos átomos, utilizando radiações eletromagnéticas de energia adequada (raios-X ou gama). Essas transições podem resultar na emissão de radiações X de energia característica que permitem a identificação da espécie atômica envolvida na transição e a mensuração da sua abundância (JENKINS et al, 1995; JENKINS, 1999).

5.4.3. Calcretes

Calcretes são acumulações continentais subsuperficiais, constituídas essencialmente por carbonato de cálcio (CaCO_3), podendo ocorrer em três diferentes formas: pulverulento, nodular e crostas duras (WRIGHT, 2007). Para Watson (1992) solos desérticos com horizontes minerais endurecidos e composto predominante de carbonato de cálcio são denominados de calcretes. Os principais processos que resultam na formação de calcretes envolvem a cimentação e/ou substituição (preenchimento de espaços intergranulares) de determinadas parcelas de solo, rocha ou material alterado (KLAPPA, 1980).

No solo, é possível distinguir duas categorias de processos responsáveis pela acumulação de carbonatos de cálcio: processos primários (responsáveis pela acumulação inicial de carbonatos) e secundários (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; MORAD, 1998; DURAND et al., 2010). A cristalização, o intemperismo e a bioformação são os principais processos primários de formação da calcita. Dentre os processos secundários, destaca-se a recristalização, o deslocamento e a substituição.

Quanto às fontes de carbonatos, esses podem ser tanto autóctones quanto alóctones (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010). Klappa (1980, 1983) destacou que as fontes de carbonatos são diversificadas e podem estar relacionadas à água das chuvas, que contém naturalmente entre 6 e 7 ppm de Ca^{+2} , ao escoamento em superficial e de subsuperfície, à vegetação que é capaz de acumular carbonatos no interior de seus tecidos ou dissolvem carbonatos contidos na rizosfera, litologias, bioclastos produzidos por gastrópodes e à poeira.

Para Machette (1985) solos que possuem acumulações secundárias de carbonato de cálcio com diferentes estágios de desenvolvimento são denominados de solos cálcicos. O autor definiu seis estágios com base na evolução do grau de cimentação dos solos cálcicos e na proposta inicial de Gile et al. (1966). Na classificação de Machette (1985), os três primeiros estágios correspondem aos de Gile et al. (1966). Na concepção do autor, os seis estágios morfológicos são: Estágio I (tênue cobertura micrítica sobre *peds*); Estágio II (pequenos nódulos com diâmetros entre 5 e 40 mm); Estágio III (surgimento de nódulos coalescentes); Estágio IV (formação de lâminas carbonáticas com espessura inferior a 10 mm); Estágio V (desenvolvimento de espessas vênulas carbonáticas e de pisólitos) e Estágio VI (o mais avançado e corresponde a múltiplas fases de brechação, formação de pisólitos e recristalização).

Os calcretes podem ter gênese relacionada a processos pedológicos (calcretes pedogênicos) ou vinculada a processos de diagênese em água subterrânea (calcretes freáticos). Na figura 12 é possível perceber que, enquanto os calcretes freáticos se formam na parte inferior da franja capilar, os calcretes pedogênicos se desenvolvem na transição entre a zona de mistura e a zona gravitacional.

Calcretes pedogênicos são aqueles que se formam em perfis de solos rasos e acima do nível freático e frequentemente apresentam grau variado de desenvolvimento (ALONSO-ZARZA, 2003). A formação de espessos perfis de calcretes pedogênicos pode ser resultado de diferentes estágios de desenvolvimento que, em muitos casos, podem repetir ou se sobreporem no tempo. Segundo Alonso-Zarza (2003), em certas situações, num único estágio podem incidir eventos de erosão, sedimentação e pedogênese.

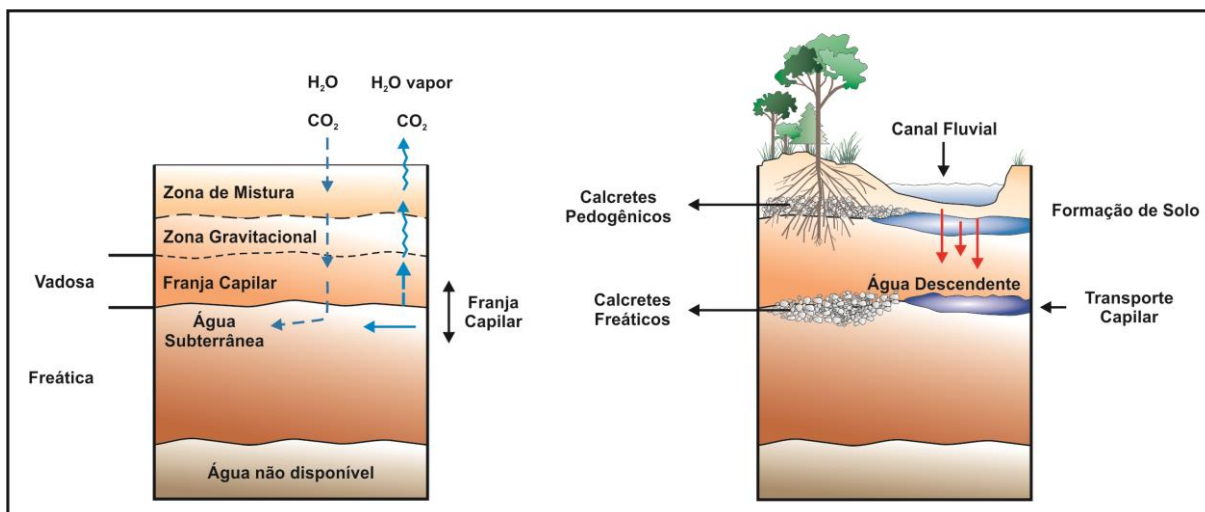


Figura 12. Ilustração mostrando os primeiros metros de subsolo com maior aporte de água nas porções mais profundas, evidenciando a formação de calcretes pedogênicos e de água subterrânea (freáticos). A zona vadosa ou de aeração (ou zona não saturada) é a parte do solo que está parcialmente preenchida por água. Nessa zona ocorre o fenômeno de transpiração pelas raízes das plantas, de filtração e de autodepuração da água. Parte da zona não saturada corresponde à franja de capilaridade (região com maior umidade e mais próxima do nível do lençol freático). As acumulações sedimentares que são formadas dentro da zona vadosa geralmente estão sob influências de alterações pedodiagenéticas, pois são resultantes tanto de processos pedogenéticos como de diagênese (KLAPA, 1983).

Fonte: adaptado de Pierini (2006) e Maoski (2012).

Calcretes de águas subterrâneas são formados em áreas de clima semiárido e quente, através da flutuação do nível freático próximo da superfície. Nestes casos, é necessária a existência de chuvas torrenciais para que essas promovam a elevação do nível freático, pela rápida infiltração da água nas parcelas mais baixas do terreno que por sua natureza é bastante permeável. Como em ambientes de clima semiárido as chuvas são efêmeras e torrenciais, o nível do lençol volta rapidamente aos patamares anteriores à precipitação e a contínua

repetição desse processo causa uma mobilização e precipitação de carbonato na zona subsuperficial de oscilação do nível freático (DUNIWAY, 2007).

Segundo Klappa (1983), calcretes pedogênicos modernos apresentam as seguintes características: são acumulações de carbonato de cálcio em superfície ou próximo a ela; mostram uniformidade e continuidade por quilômetros; formam-se preferencialmente em áreas de clima semiárido a temperado; ocorrem em áreas de topografia suave (declividades menores que 25°); independem do substrato; podem ocorrer em qualquer tipo de rocha; apresentam decréscimo no teor de CaCO_3 em direção à base do perfil e; dificilmente ultrapassam os 6 metros de espessura.

Pimentel et al. (1996) apontaram algumas características macro e microscópicas para a diferenciação de calcretes pedogenéticos e de água subterrânea (Tabela 10).

Calcretes pedogênicos geralmente apresentam macroestrutura nodular, maciça, laminar e pisolítica, possuem porosidade baixa, raramente exibem variações laterais (calcrete – dolocrete – gipcrete), exibem rizoconcreções comuns, microfábrica do tipo beta, dentre outras (PIMENTEL et al., 1996). Concentrações de C^{13} entre +12‰ e -4‰ e de O^{18} entre -9‰ e +3‰ também são indicativos de carbonatos pedogenéticos (ZARZA, 2003). Segundo Pimentel et al. (1996) muitas feições de calcretes de águas subterrâneas podem se sobrepor à feições pedogenéticas, caso os calcretes pedogenéticos estejam sob interferência de ambientes aquosos, posteriormente à sua formação.

Wright e Tucker (1991) propuseram a classificação microtextural dos calcretes em dois tipos de associações: *alfa* e *beta*. Geralmente calcretes pedogenéticos têm precipitação carbonática bioinduzida ou orgânica e associam-se a solos e paleossolos (microtextura tipo *beta*), e calcretes de águas subterrâneas estão associados a processos inorgânicos ou químicos (microtextura tipo *alfa*).

Tabela 10. Diferenciação entre calcretes pedogênicos e de água subterrânea

Calcrete Pedogênico	Calcrete de Água Subterrânea (Diagênese)
Perfis geralmente pouco espessos (1-2 m). As formas mais espessas exibem brechação, fábricas peloidais ou pisolítica;	Podem atingir espessuras de 10 m ou mais;
Apresentam perfil desenvolvido em horizontes, com topo abrupto e base gradacional;	Perfis uniformemente maciços, com limites gradacionais no topo e na base;
As macroestruturas são nodular, maciça, laminar, pisolítica;	Raramente formam horizontes laminares, não mostram estruturas pisolíticas ou prismáticas;
Rizoconcreções são comuns;	Menor abundância de rizoconcreções;
A microfábrica é do tipo <i>beta</i> (biogênica/microbial, relacionada à presença de raízes, carbonatos com fábrica alveolar, calcita fibrosa, <i>Microcodium</i>);	A microfábrica é do tipo <i>alfa</i> (densamente cristalina);
Fábrica tipicamente vadosa, com presença de estruturas em menisco e cimentação pendente;	A fábrica vadosa, se presente, ocorre próxima ao lado dos corpos carbonáticos;
Finamente cristalinos;	Podem apresentar uma variedade de tamanho de cristais, incluindo a dolomita esferoidal;
Porosidade baixa;	A porosidade é alta (> 25%), horizontalmente alongada;
Raramente apresentam variações laterais, como calcrete-dolocrete-gipcrete;	Apresentam alterações mineralógicas regulares, relacionadas ao gradiente de salinidade;
Normalmente associados a superfícies mais estáveis, como planícies de inundação;	Geralmente associados a depósitos de canais, lacustres e playas;
Mosqueamentos quando presentes, são minoria, refletindo a ausência de remobilizações de Fe;	Mosqueamento intenso relacionado com as remobilizações de Fe pelas águas subterrâneas redutoras;
Mais comumente encontrado em frações de granulometria fina em ciclos aluviais	Mais comuns em sedimentos aluviais mais permeável e de granulometria grossa.

Fonte: Pimentel et al. (1996)

5.4.3.1. Calcretes na Bacia Bauru

Suguio & Barcelos (1983) afirmaram que a maioria das rochas carbonáticas encontradas nas unidades da Bacia Bauru são calcretes, que constituem depósitos relacionados a horizontes edáficos com cimento, nódulos e crostas carbonáticas. Na Bacia Bauru, a maior abundância de calcretes ocorre na Formação Marília, que apresenta a cimentação carbonática mais expressiva do Grupo Bauru.

Fernandes (2010) apontou três contextos principais de desenvolvimento de calcretes na Formação Marília: *pedogenético periférico*, *pedogenético interior* (com associações de microtexturas *beta*) e *freático* (com associação microtextural *alfa*). No primeiro, predominaram processos pedogenéticos vadosos e paludiais em perfis de solos pouco desenvolvidos. O segundo caracterizou-se por processos pedogenéticos mais duradouros, relacionando-se às porções mais interiores da bacia. Este processo deu origem aos perfis de paleossolos do Membro Echaporã nas regiões de Marília e Echaporã (SP). O terceiro contexto é caracterizado por nível freático raso com intenso desenvolvimento de cimentação carbonática a ponto de obliterar as feições microtexturais pedogênicas iniciais.

Para Fernandes (2010) a existência de estruturas de rizólitos é um indicativo de condições paleoambientais propícias ao desenvolvimento de horizontes edáficos, indicando baixa taxa de sedimentação. Ao redor destas raízes são comumente encontrados carbonatos precipitados. Esses se originam a partir da retirada da água pelas raízes, aumentando a saturação e favorecendo a precipitação do CaCO_3 (FERNANDES, 2010).

Maoski (2012) identificou cinco tipos de calcretes na Formação Marília: friável, venular, crosta dura, nodular e mosqueado. Segundo a autora, a origem dos calcretes do Membro Echaporã está associada a um processo pedogenético inicial e localizado junto aos paleovales e próximo a lagoas efêmeras. Posteriormente, com o aumento da coluna sedimentar e flutuações cíclicas do nível freático, ocorreria sobreposição por calcrete de águas subterrâneas (MAOSKI, 2012).

Segundo Zarza (2003) concentrações de C^{13} entre +12‰ e -4‰ e de O^{18} entre -9‰ e +3‰ são indicativos de carbonatos pedogenéticos. Análises do sedimento Bauru, feitas por diversos autores, sempre relacionam os carbonatos como sendo formados em ambientes continentais e desenvolvidos sob condições de clima árido ou semi-árido de água doce (PAVIA JUNIOR, 2011).

Análises da composição isotópica de carbono e oxigênio nos calcretes do Grupo Bauru, realizadas por Suguio (1973), comprovaram a origem continental dos carbonatos. Suguio (1973) utilizou os parâmetros estabelecidos por Keith & Weber (1964), em que os valores de C^{13} entre -2‰ e +6‰ indicam ambiente marinho e entre -2‰ e -8‰, ambiente continental. Parcerisa et al. (2006) identifica calcretes de ambientes de água doce por composições de O^{18} entre -5‰ e -7‰ e C^{13} entre -4‰ e -10‰.

Talma & Netterberg (1983) estabelecem, para zonas com pluviosidade inferior a 250 mm anuais de chuva, valores de C^{13} menores que -6‰ e para O^{18} , valores menores do que +2‰. Para a formação de depósitos de calcrete, os valores de C^{13} podem variar de -12‰ a -5‰, sendo que calcretes de regiões tropicais apresentam valores entre -5‰ e +2‰ e para calcretes de zonas temperadas (40-50° Norte/Sul), os valores de C^{13} seriam de -12‰ a -8‰.

Os resultados por Suguio (1973) comprovam que os calcretes analisados, incluídos os da Formação Marília, não passaram por alterações recentes (PAVIA JUNIOR, 2011). Essa evidência é assegurada por elementos fornecidos por Ghosh et al. (1995), segundo o qual, a composição isotópica de concreções recentes é formada por média de -3,8‰ de C^{13} e -2,9‰ de O^{18} , valores bastante distintos daqueles encontrados por Suguio (1973), o que sugere mínima alteração por águas subterrâneas em períodos recentes (PAVIA JUNIOR, 2011). Outro fato que pode ser desprezado é a origem por metanogênese microbiana, que

apresentaria, nesse caso, valores mais elevados de C^{13} , girando em torno de 55 a 60‰ (MORAD, 1998).

Baseado em Ronov & Ermishkina (1959), Suguio (1973) sugere condições paleoclimáticas mais secas para os calcretes do Bauru, ao encontrar baixos valores de MnO. Calcários com teores menores que 0,04% de MnO seriam originados em ambientes de clima semiárido ou árido, enquanto que calcários de climas mais úmidos apresentariam valores muito superiores (SUGUIO, 1973).

Além da gênese dos calcretes, outra questão ainda controversa diz respeito às áreas-fonte de carbonatos, sobretudo na Bacia Bauru. As indagações sobre as fontes de carbonatos da Bacia Bauru, principalmente da Formação Marília ainda permanece como um problema bastante aberto, necessitando soluções mais exaustivas e esclarecedoras.

Acumulações de carbonatos podem ter origens muito variadas do solo. Basicamente, as fontes podem ser autóctone ou aloctone (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010).

Os carbonatos autóctones são aqueles originados do material parental, ou por estarem presentes na rocha, que é o caso mais comum, ou porque, embora não fisicamente presentes, são neoformados no solo como consequência do intemperismo de minerais primários como os piroxênios, plagioclásios ou anfibólios.

Os carbonatos alóctones não possuem uma genética com o material parental *in situ*. Sua origem se deve a contribuições externas, podendo ser transportados pela água ou pela ação do vento, visto que muitos carbonatos em regiões áridas possuem uma origem eólica.

Quanto à área-fonte dos carbonatos na Formação Marília, a origem tem sido atribuída ao intemperismo de piroxênios e feldspatos cálcicos dos basaltos da Formação Serra Geral (SUGUIO, 1973), aos calcários do Grupo Bambuí (SUGUIO, 1973; BARCELOS, 1984; MAOSKI, 2012), ao intemperismo e erosão dos complexos alcalino-carbonáticos do Alto Paranaíba e à poeira eólica e águas de superfície (MAOSKI, 2012).

5.4.4. Cimentação Carbonática

5.4.4.1. Processos de calcificação pedogenética

Carbonatos de cálcio e magnésio, como calcita (CaCO_3), aragonita (CaCO_3) ou dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), anidrita (CaSO_4), halita (NaCl) e silvita (KCl) são componentes comuns de sedimentos de ambientes marinhos e zonas áridas (BREEMEN & BUURMAN, 2002).

Esses carbonatos, sulfatos e haletos, quanto à solubilidade, se distinguem em três grupos principais de compostos solúveis, destacando os carbonatos de cálcio e magnésio (solubilidade relativamente baixa), a gipsita e anidrita (com solubilidade média) e os sais muito solúveis (incluindo os carbonatos de sódio e potássio, cloretos e sulfatos de Ca, Mg, Na e K, e os sais mistos desses íons). As diferenças de solubilidade entre os três grupos causam uma forte relação entre os compostos solúveis acumulados e o excesso de evapotranspiração. Em áreas úmidas, onde a precipitação é muito superior à evapotranspiração, calcita e componentes mais solúveis são eventualmente removidos. Em regiões de climas mais secos, com excessos de evapotranspiração relativamente pequenos, carbonatos de cálcio geralmente persistem, ou até mesmo se acumulam, enquanto os compostos mais solúveis são removidos (BREEMEN & BUURMAN, 2002).

Nesse sentido, a calcificação refere-se à acumulação de carbonatos de cálcio e de magnésio secundários nos solos (SCHAETZL & ANDERSON, 2005). É um processo dominante em muitos solos de ambientes secos, porque a aridez associada à baixa solubilidade tornam difíceis a lixiviação do CaCO_3 . A calcificação também é comum em solos de regiões subúmidas ou de climas úmidos, desde que existe uma fonte de cálcio e condições ambientais para seu acúmulo no perfil.

Para Resende et al. (2002) a classe de processos denominada de calcificação consiste na translocação (redistribuição) de CaCO_3 no perfil, o que provoca sua maior concentração em alguma parte do solo. Segundo Buol et al. (1997) a calcificação diz respeito a processos que incluem a acumulação de carbonato de cálcio em Bk e possivelmente em outros horizontes de um solo.

Os estágios de acumulação de carbonatos de cálcio secundário seguem um curso mais ou menos fixo de eventos, que podem ser reconhecidas morfologicamente em quatro etapas (BREEMEN & BUURMAN, 2002): a) acumulação de calcita em bioporos menores; b) contínua acumulação provoca a formação de nódulos duros ou moles de calcita; c) após a acumulação, os nódulos coalescem e, eventualmente, bancos de calcita (horizonte petrocálcico) são formados; d) quando acumulações de calcita endurecidas impedem o fluxo

vertical de água, uma maciça acumulação laminar de calcita pode ser formado no topo da zona nodular. Os quatro estágios podem ser encontrados sobrepostos uns sobre os outros em perfis com acumulações de calcita bem desenvolvidos. Breemen & Buurman (2002) ressaltam ainda que a profundidade real de acumulação de carbonato de cálcio aumenta com o aumento da precipitação.

Quanto às causas, a acumulação de carbonatos no solo por precipitação de soluções ocorre como resultado da supersaturação motivada por uma ou mais das seguintes razões (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010): a) perda de água por evaporação ou transpiração; b) perda de CO₂; c) por estado de sobressaturação da água, com bicarbonatos ou outros sais com íons comuns, que se move através do solo; d) aumento no pH; e) aumento na temperatura.

Em solos com acumulação secundário de carbonatos, os fatores de formação assumem características bem distintas (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010), possibilitando, através da atuação conjunta do material parental, do tempo, do relevo, do clima e dos organismos (Figura 12), o desenvolvimento de horizonte Bk em diferentes estágios.

Sob condições normais, o material de origem possui, sem dúvida, uma influência sobre o teor de carbonato no solo. Na maioria dos casos a rocha matriz constitui a fonte inicial direta de carbonatos ou indireta, quando os carbonatos são formados a partir do intemperismo de minerais primários ricos em cálcio. Na gênese do solo, a fonte de carbonatos também podem ser externas, incorporada através de contribuições eólicas e hídricas (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010) (Figura 12).

Horizontes cálcicos tendem a acumular-se em determinadas posições do relevo (Figura 12). A circulação hipodérmica em regiões calcárias faz com que os carbonatos migrem das zonas mais altas da serra e concentrem-se nas encostas mais baixas (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010).

Quanto aos organismos, ressalta-se que a vegetação desempenha um papel importante na formação dos horizontes cálcicos, uma vez que as raízes das plantas absorvem água, produzindo a precipitação de sais (Figura 13). Além disso, a vegetação é capaz de formar cristais de carbonato, que provisoriamente permanecem acumulados no tecido, e depois de humificação, eles são sintetizados e incorporados ao solo. A síntese de carbonatos também foi observada como resultado da ação metabólica de certas bactérias. Além disso, há inúmeros

autores que têm destacado a ação de organismos na formação e transformação de horizontes cálcicos (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010).

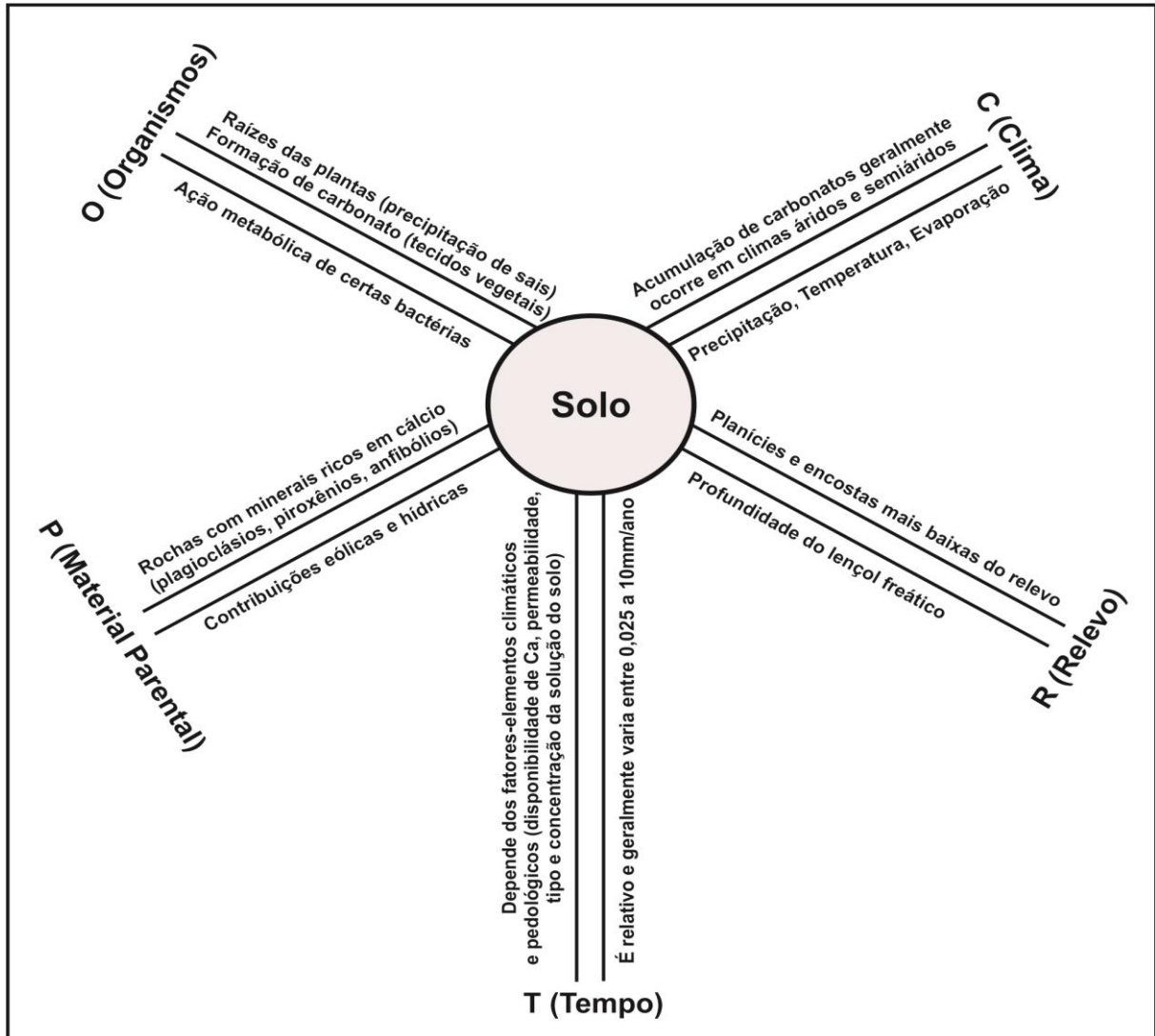


Figura 13. Especificidades dos fatores de formação (tempo, relevo, material parental, clima e organismos) em solos com acumulações de carbonatos.

Fonte: baseado em Gile et al. (1966), Folk (1974), Bal (1975), Bullock et al. (1985), Jenny (1994), Dorronsoro et al. (1998), Birkeland (1999), Durand et al. (2010).

O clima representa um fator essencial para a translocação dos carbonatos através do solo (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010) (Figura 12). Assim, em climas úmidos o processo representativo é a lixiviação de carbonatos, sendo incomum sua acumulação, enquanto que em climas áridos ou semiáridos, a precipitação é geralmente insuficiente para eliminar os carbonatos do perfil. No entanto, como uma série de parâmetros edáficos estão envolvidos nesse processo (tais como a permeabilidade dos horizontes), em certas ocasiões o papel do

clima pode não ser evidente. Além disso, deve-se ter sempre em conta a possibilidade de que o horizonte cálcico pode ter sido formado no passado, sob condições climáticas que podem ter sido muito diferentes da atual. Em qualquer caso, carbonatos desempenham um papel muito importante em regiões áridas, na medida em que o processo de carbonatação pode ser considerado o mais representativo nessas áreas. Além da quantidade global de precipitação, a sua distribuição afeta de forma decisiva o comportamento dos carbonatos. Assim, no clima mediterrânico, em que as chuvas são concentradas nos meses mais frios (máxima dissolução, mínimas perdas por evapotranspiração) e com verões quentes e secos (intensa dessecação e, portanto, precipitação), fornece as condições ideais para a formação de horizontes cálcicos.

No que diz respeito ao tempo de desenvolvimento dos solos com horizontes cálcicos, é universalmente aceite que o processo de formação é rápido, mas a sua avaliação quantitativa é muito difícil, dado que numerosos fatores climáticos (quantidade e distribuição da precipitação, evapotranspiração, temperatura, dentre outros) e pedológicos (disponibilidade de Ca, permeabilidade, tipo e concentração da solução do solo, dentre outros) estão envolvidos nesse processo (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; MACHETTE, 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010). As referências na literatura apontam uma taxa de acumulação que varia entre 0,025 e 10 mm/ano (Figura 12).

5.5. Paleossolos e sequências sedimentares

Segundo Kraus (1999) os paleossolos somente se desenvolvem nos sedimentos quando condições climáticas, geomorfológicas, biológicas, de estabilidades topográficas e temporais permitem a sua formação (KRAUS, 1999).

Paleossolos são formados em períodos de não-deposição ou estabilidade da paisagem (Figura 14), e podem indicar hiatos temporais entre as sequências continentais. Podem se formar, também, em sequências em que a sedimentação é muito incipiente, não sendo o suficiente para inibir os processos de formação de solo.

Os paleossolos podem ser classificados de acordo com o balanço entre o acúmulo sedimentar e a taxa de pedogênese (MARRIOTT & WRIGHT, 1993; WRIGHT & MARRIOTT, 1996). Paleossolos compostos formam-se quando a erosão é insignificante e a taxa de sedimentação é rápida, mas não constante, caracterizando-se por serem solos pouco desenvolvidos. Se a taxa de pedogênese excede a de deposição, os sucessivos perfis se sobrepõem parcialmente, dando origem a paleossolos poligenéticos. Esses perfis são mais desenvolvidos em relação compostos e, em uma sucessão vertical com vários eventos de formação de solos, já não é mais possível identificar as características originais da rocha

matriz. Por outro lado, se a erosão for insignificante e a sedimentação for constante e lenta, são gerados paleossolos espessos, denominados cumulativos (KRAUS, 1999).

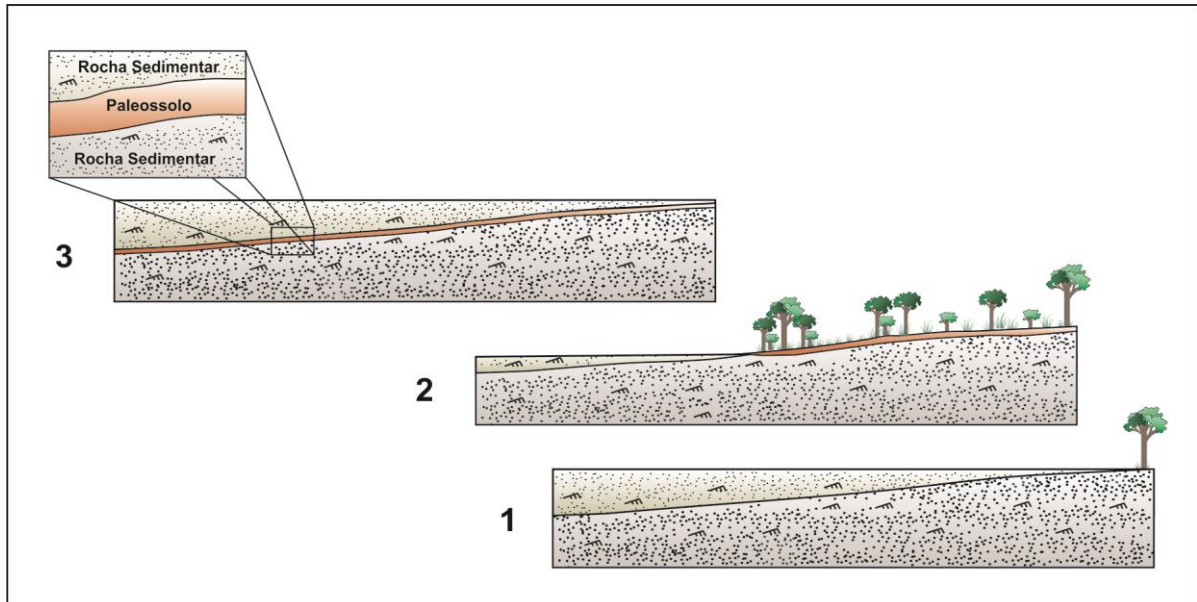


Figura 14. Exemplos de preservação de paleossolos em seqüências sedimentares continentais. Os solos são formados em superfícies estáveis, durante períodos de não-deposição ou de baixa taxa de sedimentação (2). Quando a sedimentação é reativada, novos sedimentos são depositados sobre o solo pré-existente (3). Esse processo ocorre sucessivamente, permitindo, assim, que os solos formados sejam preservados no registro geológico como paleossolos.

Fonte: baseado em Pierini (2006).

Nos ambientes fluviais, o registro das condições existentes durante períodos de não-deposição ou erosão são preservadas, podendo ser interpretadas, a partir dos paleossolos. Os principais fatores que controlam o sistema fluvial são tempo, relevo, geologia, clima, vegetação, nível de base, escoamento superficial, sistema de drenagem, inclinação, morfologia, tipologia dos canais e padrão de deposição (SCHUMM, 1977). Assim como as rochas sedimentares exibem uma variação lateral em suas características, as propriedades dos solos variam lateralmente em resposta a diferentes condições climáticas. Desta forma o pedotipo desenvolvido reflete a sua posição específica na topografia. Por exemplo, em uma planície aluvial os solos desenvolvidos em depósitos próximos aos canais fluviais (depósitos de diques marginais e de transbordamento) são solos bem drenados. Isso ocorre porque esses paleossolos formam-se em áreas elevadas em relação à planície adjacente, em depósitos geralmente formados por areias finas e siltes permeáveis. Esses solos podem mostrar evidências da atuação de processos de oxidação como o desenvolvimento de cores castanhas e avermelhadas em seus horizontes superficiais. Os solos desenvolvidos na planície de inundação estão em uma posição topográfica inferior em relação àqueles desenvolvidos

próximo aos canais fluviais. Por esse motivo, possuem um padrão de drenagem pobre, ou seja, a posição do lençol freático está mais próxima à superfície. Esses solos são denominados hidromórficos e possuem maior quantidade de matéria orgânica (melhor preservada em ambientes anaeróbicos, livre das bactérias decompositoras) e cores acinzentadas, típicas de condições redutoras. O desenvolvimento dos solos varia de acordo com sua posição no relevo, por causa das diferenças de microclima, condições de drenagem e do deslocamento vertical dos constituintes do solo (BROWN & KRAUS, 1987; PLATT & KELLER, 1992).

Fatores autocíclicos e alocíclicos do sistema fluvial determinam variações laterais e verticais de paleossolos (KRAUS & BROWN, 1988). Solos menos desenvolvidos são comumente formados próximos às áreas de rápida sedimentação: próximos aos canais, nos diques marginais ou nos depósitos de rompimento de dique marginal. Ao contrário, solos mais desenvolvidos encontram-se nas porções mais distantes da planície de inundação em relação aos canais fluviais. Existe, portanto, uma progressão lateral contínua e gradual de estágios de maturidade de solos das áreas de canal para as áreas de planície (KRAUS & BROWN, 1988). Desta forma, a taxa de acumulação sedimentar diminui com o aumento da distância em relação ao canal. Isto ocorre porque a espessura dos sedimentos, depositados por transbordamentos dentro da planície, diminui à medida que esses depósitos se afastam dos canais. Portanto, as áreas mais distais da planície são inundadas com menor frequência do que as áreas próximas aos canais fluviais. Consequentemente, existe uma relação inversa entre a maturidade dos solos e a taxa de sedimentação (KRAUS, 1999).

5.6. Paleossolos como *proxies* paleoambientais e estratigráficos

Como o solo é resultado da atuação conjunta dos fatores ativos (clima e organismos) e passivos (tempo, relevo, material de origem), e de mecanismos gerais (adições, remoções, transformações e translocações) e processos específicos de formação como a latolização, hidromorfismo, halomorfismo, podzolização, argiluviação e calcificação (JENNY, 1994; BUOL et al, 1997; BIRKELAND, 1999; BREEMEN & BURMMAN, 2002; RESENDE et al, 2002), é possível inferir o caminho inverso à sua origem. Assim, a partir da interpretação das feições nos paleossolos, torna-se possível a inferência de processos e fatores que atuaram durante o seu desenvolvimento, numa superfície estável. Nesse sentido, apoiado na aplicação do princípio do atualismo ou uniformitarismo, os paleossolos assumem um papel como *proxies* paleoambientais e estratigráficos.

Diversos trabalhos têm utilizado os paleossolos tanto nas análises e reconstituições paleoambientais (ANDREIS, 1981; CATT, 1990; RETALLACK, 2001; SHELDON &

TABOR, 2009), por esses serem capazes de registrar as condições ambientais durante sua formação; como na correlação estratigráfica (KRAUS & BROWN, 1988; WRIGHT, 1992; MARRIOTT & WRIGHT, 1993; KRAUS, 2002; KRAUS, 1999; MCCARTHY & PLINT, 2003), por indicarem superfícies estáveis, representativos de momentos de não-erosão e não-deposição.

Nos estudos paleoambientais, paleossolos têm sido empregados como *proxies* para inferir a dinâmica da paleodrenagem em canais fluviais (KRAUS et al., 2013), reconstituir processos paleopedogenéticos (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 2001), aferir graus de paleointemperismo (SHELDON & TABOR, 2009; ADAMS et al., 2011), além de seu uso na determinação dos fatores de formação do solo, sendo possível estimar o tempo relativo e de residência (MACHETTE 1985; MARKEWICH et al., 1990; MARRIOTT & WRIGHT, 1993; SHELDON, 2003; RETALLACK, 2005), definir o material de origem (MCCARTY & PLINT, 2003; SHELDON & TABOR, 2009), reconstituir a paleotopografia (ANDREIS, 1981; MARKEWICH et al., 1990; MARRIOTT & WRIGHT, 1993), o paleoclima (RETALLACK, 2001; DRIESE & OBER, 2005; SHELDON & TABOR, 2009; NORDT & DRIESE, 2010; ADAMS et al., 2011) e organismos (RETALLACK, 2001, 2005; SHELDON & TABOR, 2009).

Nas correlações estratigráficas e reconstituição de arquitetura deposicional, a classificação dos paleossolos em pedotipos (poligenéticos, compostos e cumulativos), além de sua espessura, têm sido os principais atributos usados para esse fim (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1999). Segundo Kraus (1999), o tipo de paleossolo no registro sedimentar depende da velocidade de sedimentação, se ela é constante ou descontínua e, se a pausa ocorre, qual a sua duração. A espessura do solo desenvolvido varia de acordo com os ciclos deposicionais/erosionais. De acordo com Wright (1992) e Kraus (1999), solos pouco espessos indicam ciclos curtos de deposição, enquanto perfis muito espessos e mais desenvolvidos indicariam grandes hiatos deposicionais, preservando assim grandes discordâncias. Os eventos de não-deposição de curta duração estariam, ocasionalmente, relacionados a fatores locais e não provocariam grandes discordâncias, enquanto os episódios de longa duração estariam relacionados a fatores alogênicos, como grandes flutuações do nível do mar, atividade tectônica e alterações climáticas regionais, processos que, segundo Summerfield (1991), influenciam os sistemas geomorfológicos em intervalos de 10^5 a 10^7 anos. Desta forma, discordâncias representam hiatos deposicionais que podem envolver milhares ou milhões de anos, pois é preciso um tempo mínimo de estabilidade da paisagem para desenvolver-se um solo associado.

Os paleossolos também podem ser bons indicadores da taxa de acumulação de sedimentos para intervalos estratigráficos pequenos. O grau relativo de desenvolvimento pedogenético é utilizado na determinação da taxa relativa de acumulação de sedimentos e os paleossolos têm sido utilizados para contrastar e comparar taxas de acumulação de sedimentos, num viés qualitativo, em diferentes partes da bacia sedimentar (WRIGHT, 1992; KRAUS, 1999) e ao longo do tempo (KRAUS, 1987, 1997).

5.7. A paleopedologia como um novo paradigma na estratigrafia

Se depósitos expostos à superfícies ficam sujeitos a períodos de mínima agração (deposição) e degradação (erosão), esses serão submetidos aos processos pedogenéticos por se tratar de uma superfície estável. Entretanto, a profundidade do alcance dessa transformação depende de alguns fatores, como a duração da estabilidade da superfície e o rigor da pedogênese. Caso a deposição seja retomada, o solo será soterrado, e o contato entre o topo desse paleossolo e a base da camada superposta será uma superfície de discordância e representará o lapso de tempo decorrido entre a estabilidade da região e o novo período deposicional.

O desenvolvimento de paleossolos e as espessuras de seus horizontes e perfis representam, além de estabilidades na paisagem (pausas na sedimentação e erosão), distintos intervalos de tempo e ciclos deposicionais, podendo indicar processos autogênicos em sistemas fluviais (como avulsão ou incisão de canais e mudanças de nível de base) ou alogênicos (tectônica, mudanças climáticas ou eustasia) na bacia sedimentar. Processos autogênicos são aqueles relacionados ao próprio sistema deposicional, ao passo que os processos alogênicos são externos, independentes do tipo de processo sedimentar que atua na bacia. Enquanto solos pouco espessos indicam ciclo curto em diastema, perfis muito espessos e mais desenvolvidos indicam grandes hiatos deposicionais, representando, portanto, importantes discordâncias regionais (KRAUS, 1992; WRIGHT, 1992; KRAUS, 1999). As discordâncias (descontinuidades no registro sedimentar devido à erosão ou não-deposição), originadas geralmente por reativação tectônica da área fonte ou rebaixamento do nível do mar, estão associadas aos hiatos, que são intervalos de tempo sem deposição no registro estratigráfico. Episódios de não-deposição de curta duração estão, na maioria das vezes, relacionados a fatores locais e não causam grandes discordâncias, enquanto os episódios longos estão relacionados a fatores extrínsecos (alogênicos) mais abrangentes, como grandes flutuações do nível do mar, atividade tectônica e alterações climáticas regionais (KRAUS, 1992).

O Código Norte-Americano de Nomenclatura Estratigráfica contempla as unidades pedoestratigráficas, que são corpos rochosos com um ou mais horizontes pedológicos desenvolvidos em uma ou mais unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas ou litodêmicas formalmente definidas (NACSN, 1983). Os horizontes referidos correspondem, normalmente, aos horizontes A e B dos solos atuais, sendo identificáveis por propriedades como cor, estrutura e conteúdo em matéria orgânica. Apesar de os termos solo soterrado e paleossolo estarem consagrados, a orientação da Comissão de Estratigrafia Norte-Americana enfatiza o uso da expressão geossolo como a unidade pedoestratigráfica fundamental e única; seu limite inferior é o nível mais baixo de um horizonte pedológico dentro de um perfil de paleossolo, e o superior, o nível mais basal da camada superposta.

A descoberta de um paleossolo implica a detalhada descrição das relações estratigráficas dele com as unidades litoestratigráficas, sua extensão e mapeamento, com o objetivo de reconstituir a paleotopografia da região.

Nesse sentido, o paleossolo e a paleopedologia vem se consagrando como um novo parâmetro, um novo modelo ou paradigma na estratigrafia (Figura 15), pois representam processos de não-erosão e não-deposição, podendo indicar diastemas ou discordâncias regionais importantes, apontando grandes hiatos deposicionais. A paleopedologia é posta aqui como um novo paradigma devido a sua maior aceitação pela comunidade científica como importante parâmetro nas interpretações de cunho estratigráfico. Segundo Kuhn (1975, 2006) a ciência alterna entre períodos de normalidade e anormalidade (instabilidade), sendo movida por paradigmas, ou seja, por modelos e marcada por concepções ou formas de interpretar a realidade. Entende-se por paradigmas as realizações científicas universalmente reconhecidas que, durante algum tempo, fornecem problemas e soluções modelares para uma comunidade de praticantes de uma ciência (KUHN, 1975, 2006). É o conjunto de princípios, postulados e metodologias que regem todas as pesquisas de uma determinada disciplina científica. Assim, Kuhn (2006) afirma que o desenvolvimento do conhecimento científico ocorre pela alternância da ciência normal e da ciência revolucionária, desprezando a ideia de que a ciência progride gradualmente de forma linear, como defendia o positivismo. Para Kuhn (1975, 2006) a ciência progride por meio de saltos qualitativos provocados pelas mudanças de paradigma, muitas vezes marcados por rupturas epistemológicas.

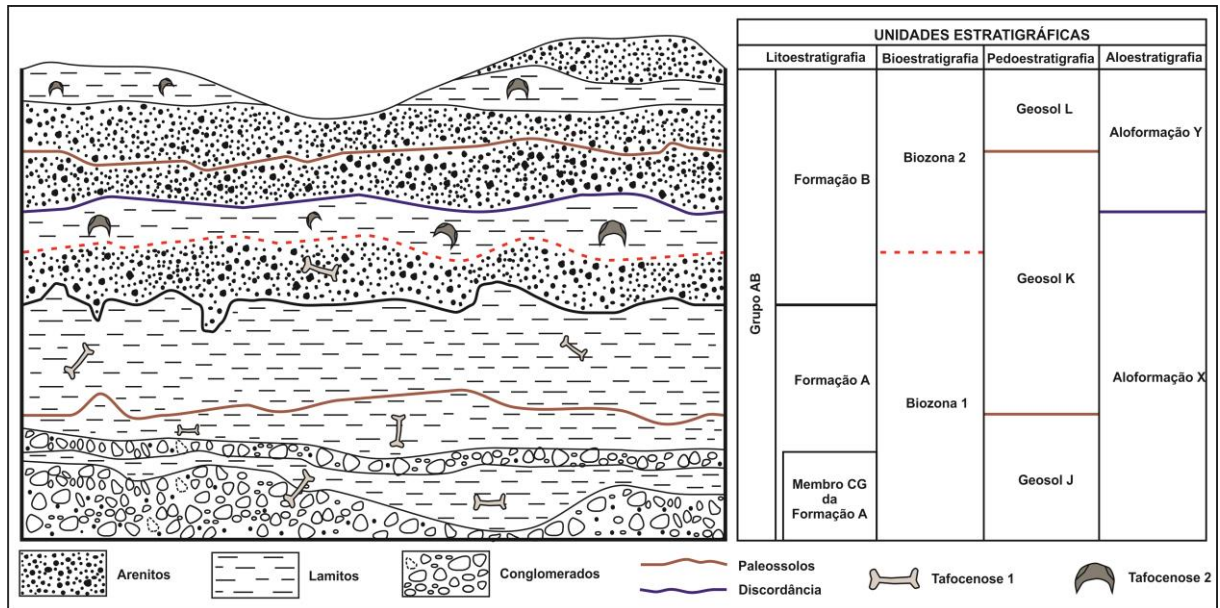


Figura 15. Paleossolos no contexto das unidades estratigráficas. Ao lado da litoestratigrafia, da bioestratigrafia e da aloestratigrafia, a pedoestratigrafia com sua unidade fundamental (o geossolo) vem sendo incorporada na estratigrafia como unidade formal.

Fonte: baseado em Holz (2012).

Ao lado de outras unidades estratigráficas como a litoestratigrafia, a bioestratigrafia e a aloestratigrafia, a pedoestratigrafia e a pedofácies têm se constituído como ferramentas fundamentais, sobretudo na estratigrafia de sequências, possibilitando a reconstituição de arquitetura deposicional e consequentemente de evolução de bacias sedimentares. Diferentemente do geossolo (unidade pedoestratigráfica), uma pedofácies refere-se a paleossolos lateralmente contíguos, que se distinguem como resultado da sua posição diferencial em relação a uma planície de inundação antiga (BROWN & KRAUS, 1987). Enquanto o geossolo se limita por relações verticais com os depósitos, a pedofácies se define por relações laterais ao longo da paleosuperfície (NACSN, 1983; BROW & KRAUS, 1987).

A própria estratigrafia de sequências (estratigrafia genética ou estratigrafia dinâmica moderna) é considerada um paradigma dentro da estratigrafia convencional (HOLZ, 2013). A estratigrafia de sequências pode ser resumida como um ramo da estratigrafia que busca interpretar as relações espaciais e temporais de um pacote de rochas sedimentares ou, até mesmo, rochas metamórficas de baixo grau (RIBEIRO, 2001). É a ciência que estuda a gênese e a sucessão espacial e temporal das chamadas sequencias deposicionais, que são unidades por definição delimitadas por discordâncias ou superfícies correlativas (HOLZ, 2013).

A sequência foi definida como um intervalo de depósitos sedimentares geneticamente relacionados e limitados cronoestratigraficamente. No entanto, na mais moderna concepção, a sequência se constitui por uma sucessão de tratos de sistema deposicionais interpretados como depositados entre dois pontos de inflexão de queda eustática (POSAMENTIER et al., 1988). É uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança do nível de base (HOLZ, 2013).

Enquanto o sistema deposicional corresponde a um conjunto tridimensional de litofácies geneticamente associadas por processos e ambiente ativos (recentes) ou inferidos (antigos) (FISHER & MCGOWEN, 1967), o trato de sistemas encerra um conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos (BROWN & FISHER, 1977).

Nesse contexto da aplicabilidade da paleopedologia na estratigrafia de sequência, o paleossolo assume destaque, visto que muitas vezes ele está associado a uma discordância, limitado por superfícies de erosão ou não-deposição ou por suas discordâncias subaéreas relativas, possibilitando a definição de sequências deposicionais. A discordância subaérea, único tipo de discordância reconhecida pela estratigrafia de sequências, é uma superfície de erosão e não-deposição formada por processos fluviais, eólicos e pedogenéticos durante o ciclo de queda do nível de base (HOLZ, 2013).

6. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO DA BACIA BAURU E DA ÁREA DE ESTUDO

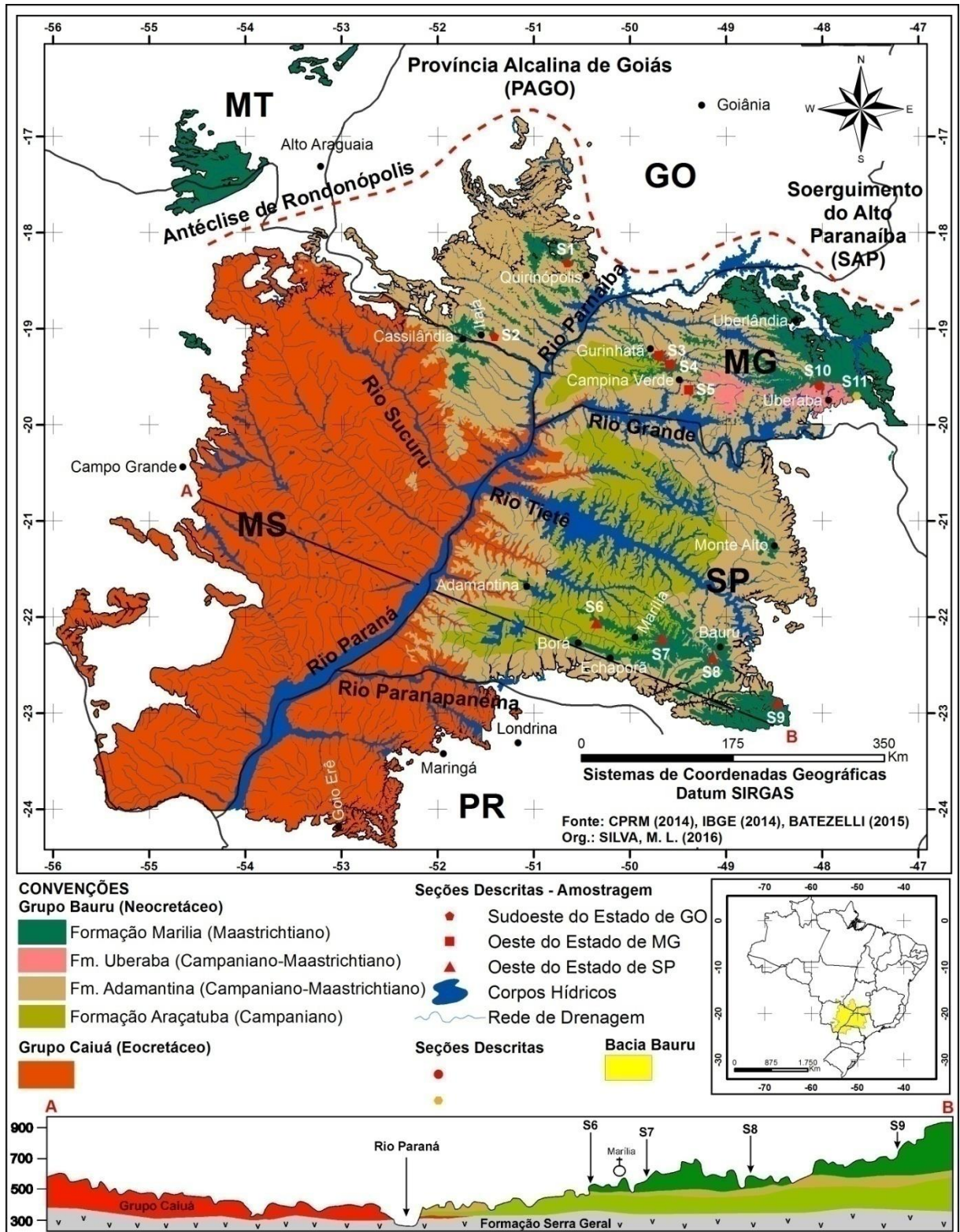
6.1. A Bacia Bauru

A Bacia Bauru abrange o centro-oeste do Estado de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e a porção oeste do Estado de Minas Gerais (Figura 16), ocupando uma área de aproximadamente 330.000 km². Os processos erosivos responsáveis pela atual configuração dos limites da Bacia Bauru (Figura 15) estão relacionados ao evento de reestruturação tectônica do Terciário, marcado em sua borda oriental pelo levantamento da Serra do Mar e Soerguimento do Alto Paranaíba (BATEZELLI, 2003). Essa se desenvolveu no Cretáceo Superior na pós-ruptura do continente gondwânico, e seu preenchimento ocorreu em clima com variações entre semi-árido e árido, entre o Campaniano e o Maastrichtiano (BATEZELLI, 2003, 2015).

Através da análise de fácies, elementos arquitetônicos e paleocorrentes, Batezelli et al. (2007) concluíram que os depósitos do Grupo Bauru foram formados a partir de fluxos unidirecionais e gravitacionais de alta energia, associados a porções proximais e intermediárias de leques aluviais dominados por rios entrelaçados (sensu STANISTREET & MCCARTHY, 1993) ou Sistemas Fluviais Distributivos (sensu HARTLEY et al., 2010) advindos do norte e nordeste.

Quanto à estratigrafia da Bacia Bauru, embora seja consenso sua divisão entre os grupos Caiuá e Bauru, duas perspectivas sobre a posição litoestratigráfica dessas unidades foram construídas nas últimas décadas. Pesquisadores como Fernandes (1992, 2004) e Fernandes & Coimbra (1996, 2000) sustentam que os dois grupos são contemporâneos. Em contrapartida, autores como Fulfaro & Perinoto (1996), Batezelli (1998, 2003, 2015) e Paula e Silva et al. (2005) defendem a posição do Grupo Caiuá como sendo situado na porção inferior da bacia, separado do Grupo Bauru por uma discordância estratigráfica, sinalizada por um paleossolo muito evoluído, denominado Geossolo Santo Anastásio. Estudos recentes realizados por Batezelli et al. (2007) e Batezelli (2010, 2015) demonstraram que dois grupos não são contemporâneos, solucionando as controvérsias sobre a estratigrafia da Bacia Bauru.

A presente tese adota os conceitos estratigráficos propostos por Batezelli (2003, 2015) para a Bacia Bauru, que a divide entre o Grupo Caiuá, desenvolvido no Cretáceo Inferior, e o Grupo Bauru, no Cretáceo Superior (Figura 17). Segundo Batezelli (2003, 2015) o Grupo Bauru é composto, da base para o topo, pelas formações Araçatuba, Adamantina (Vale do Rio do Peixe), Uberaba e Marília (Figuras 16 e 17).



Batezelli (2003) afirma que a bacia registra sedimentação continental constituída por rochas lamíticas e arenitos muito finos na base (formações Araçatuba e Adamantina), gradando para arenitos finos a médios na sua porção intermediária (formações Adamantina e Uberaba), e arenitos médio-grossos, ora conglomeráticos no topo (Formação Marília). A Formação Araçatuba foi desenvolvida em ambiente lacustre que atuava como nível de base recebendo sedimentos do sistema fluvial (gerador da Formação Adamantina), e em determinado momento foi colmatado. A colmatção ocorreu pelo avanço progradacional de um sistema aluvial dominando por rios entrelaçados que deu origem à Formação Marília.

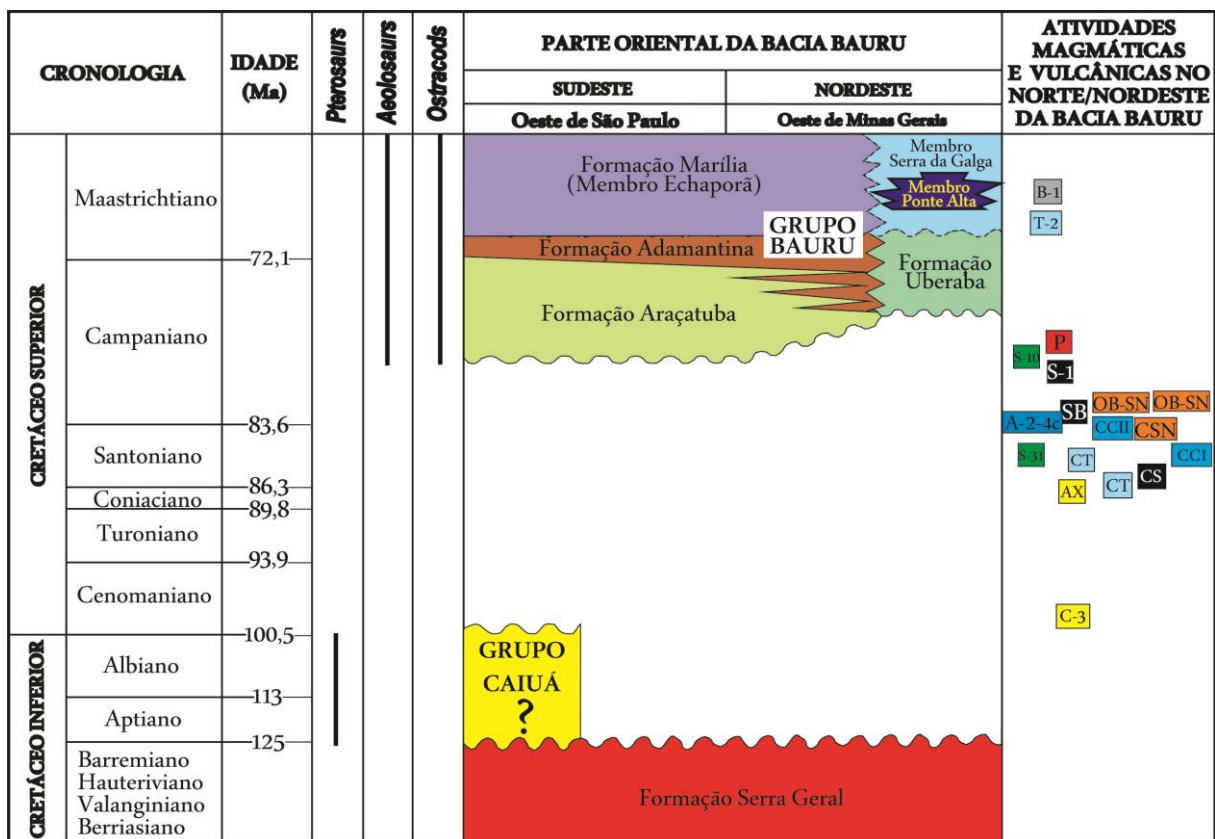


Figura 17. Carta cronoestratigráfica do Cretáceo da porção oriental da Bacia Bauru, com base em Amaral et al., 1967 (amostra CSN); Hasui e Cordani, 1968 (amostras AX, C-3, S-10, S-31, A-C2-4, OB-SN, SB, S-1, P, T-2, B-1); Sonoki e Garda, 1988 (amostras CT, CS, CCI); Machado Junior, 1992 (amostra CCII); Guimarães et al., 2012 e Fragoso et al., 2013 (pterossauros); Gobbo-Rodrigues, 2001 e Dias-Brito et al., 2001 (ostrácodos); Santucci e Bertini, 2001 e Martinelli et al., 2011 (Allosaurus).

Fonte: Batezelli (2015).

A Formação Araçatuba caracteriza-se por estratos tabulares silto-arenosos muito finos, de cor cinza-esverdeado, de aspecto maciço, com estratificação plano-paralela, moldes e pseudomorfos de cristais fibrorradiados (gipsita), marcas onduladas (*climbing ripples*), gretas de ressecção e marcas de raízes (MILANI et al., 2007). Essa formação, com espessura máxima de 70 m, é a unidade estratigráfica mais antiga do Grupo Bauru. Os depósitos

possuem origem lacustre com marcas na base de sedimentação fluvial (BATEZELLI, 2010). De acordo com Fernandes (1998) e Fernandes & Coimbra (2000), a formação seria produto de processos sedimentares atuantes em um ambiente de pântano de águas salinas rasas, com exposições periódicas, sofrendo assim assoreamento eólico progressivo por desertificação. De acordo com Milani et al. (2007), podem ser encontradas gretas de ressecamento, marcas de raízes, além de cimentação e crostas carbonáticas paralelas à estratificação.

A Formação Adamantina, que possui espessura máxima de 90 m, é composta por arenitos avermelhados, lamíticos e algumas vezes conglomerados com intercalações lamíticas, sendo gradacional em relação às formações da base. Apresentam estratificações cruzadas acanaladas e cimentação por carbonato de cálcio, além de bioturbações e estruturas maciças (BATEZELLI, 2010). Soares et al. (1980) interpretaram a unidade como depositada em ambiente de planície aluvial. Os arenitos da formação foram interpretados como depositados em sistema fluvial meandrante ou entrelaçado, enquanto os pelitos foram interpretados como depósitos de planície de inundação.

A Formação Uberaba encontra-se interdigitada com a Formação Adamantina, sendo composta por arenitos esverdeados e lamitos, siltitos e conglomerados. Há barras amalgamadas e estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte e estratificações plano-paralelas (BATEZELLI, 2010).

A designação Formação Marília, feita por Almeida & Barbosa (1953), é referente aos sedimentos clásticos grossos da porção superior do Grupo Bauru, que pode ser caracterizada pela presença de clastos e cimentação carbonática. É constituída por arenitos maciços e conglomerados, cimentados por carbonato de cálcio. Possui membros Serra da Galga (conglomerados e arenitos conglomeráticos, além de argilitos e siltitos) e Ponte Alta (depósitos de calcários, arenitos calcíferos finos, geralmente intensamente cimentada por carbonato de cálcio) (BATEZELLI, 2010). Pode ser representada pelo Membro Echaporã na porção oeste, composto por arenitos finos a grossos, com intercalações conglomeráticas, geralmente maciços e com muitas marcas de raízes (BARCELOS, 1984; BATEZELLI, 2010).

6.2. O Maastrichtiano da Bacia Bauru: A Formação Marília

A área objeto de estudo da presente tese compreende os afloramentos da Formação Marília, abrangendo as porções oeste dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e o sudoeste do Estado de Goiás (Figura 16). Essa formação, de idade Maastrichtiana (Figura 17) segundo Dias-Brito et al. (2001) e Gobbo (2009), foi reconhecida pela primeira vez por Almeida &

Barbosa (1953) que utilizaram a designação Formação Marília para os sedimentos superiores do Grupo Bauru, individualizáveis pela presença de nódulos e de cimentação carbonática.

A Formação Marília possui espessura de até 160 m (BATEZELLI, 2003) e recobre, de forma geral, a Formação Adamantina, sendo possível observar interdigitações. Segundo Soares et al. (1980), ela é constituída por arenitos grossos e conglomerados com escassa seleção e enriquecidos em feldspatos e camadas de pelitos. Uma característica peculiar da unidade é a grande concentração carbonática, seja como cimento ou nódulos disseminados ou concentrados em determinados níveis dos arenitos. Estruturas sedimentares estão pouco preservadas, destacando estratificações cruzadas ou imbricação de seixos. De acordo com Soares et al. (1980), a Formação Marília teria sido depositada por correntes de alta energia não canalizadas “em extensos lençóis de escoamento, com deposição rápida, impedindo a formação de estruturas”.

Essa unidade é composta por três membros: Serra da Galga, Ponte Alta e Echaporã. Os dois primeiros ocorrem apenas no Triângulo Mineiro (Figura 17). O Membro Echaporã constitui a maior área de afloramentos da Formação Marília, ocorrendo no estado de São Paulo, no sudoeste de Minas Gerais, no sul de Goiás e no nordeste do Mato Grosso do Sul. Esse membro é formado por arenitos finos a médios com camadas de aspecto maciço e frequentes níveis de cimentação carbonática que se evidenciam também por nódulos (MANZINI, 1990), e sustenta planaltos digitiformes, mais expressivos nas regiões de Marília e Echaporã (MILANI et al., 2007).

Barbosa & Castro (1993) realizaram estudos nos conglomerados basais da Formação Marília no Triângulo Mineiro relatando ventifactos. Estes podem ter se formado por deflação eólica e/ou remobilização por enxurradas.

Ribeiro (2001a), a partir de estudos petrográficos e diagenéticos das rochas do Membro Serra da Galga, constatou eventos relacionados a condições climáticas semiáridas. Identificou a ocorrência de argilas infiltradas, inibindo o desenvolvimento parcial das fases diagenéticas posteriores.

Segundo Batezelli et al. (2007) e Batezelli (2010), a Formação Marília corresponde a trato de sistema de baixa taxa de acomodação da Bacia Bauru, constituída por depósitos aluviais amalgamados (*sheets*) em ambientes de clima árido a semiárido. A evolução sedimentar desse sistema aluvial foi marcada por períodos de sedimentação fluvial e retrabalhamento eólico, intercalados com períodos de não-deposição (BATEZELLI, 2010, 2015). Durante os momentos de parada na sedimentação a planície aluvial seria tomada por vegetação e desenvolvimento de solos. Dessa forma, a Formação Marília é constituída por

uma sucessão de depósitos e paleossolos que registram eventos de sedimentação e pedogênese durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Na Formação Marília os paleossolos apresentam horizontes argílicos (Btk e Bt) e cálcicos (Bk) com distintos graus de cimentação, constituindo-se calcretes em sua maioria. Segundo Suguio & Barcelos (1983b) a maioria das rochas carbonáticas encontradas nas unidades da Bacia Bauru, principalmente na Formação Marília, são calcretes, que constituem depósitos relacionados a horizontes edáficos com cimento, nódulos e crostas carbonáticas. Para Fernandes (2010) a existência de estruturas de rizólitos nos calcretes da Formação Marília é um indicativo de condições paleoambientais propícias ao desenvolvimento de horizontes edáficos, indicando baixa taxa de sedimentação. Ao redor destas raízes são comumente encontrados carbonatos precipitados. Esses se originam a partir da retirada da água pelas raízes, aumentando a saturação e favorecendo a precipitação do CaCO_3 (FERNANDES, 2010). A distribuição irregular e diferentes espessuras dos perfis de paleossolos estão relacionadas ao tipo de substrato (material parental), condições hidrológicas, topográficas e biológicas, bem como o tempo de exposição dos depósitos aos agentes intempéricos.

7. MATERIAIS E MÉTODOS

Enquanto a pesquisa é um procedimento reflexivo sistemático, controlado e crítico, que permite descobrir novos fatos ou dados, relações ou leis, em qualquer campo do conhecimento, o método pode ser definido como o conjunto das atividades sistemáticas e racionais que, com maior segurança e economia, permite alcançar o objetivo - conhecimentos válidos e verdadeiros -, traçando o caminho a ser seguido, detectando erros e auxiliando as decisões do cientista (MARCONI & LAKATOS, 2007). Nessa acepção, o método envolve o conjunto das etapas, dos procedimentos, das regras e das técnicas que se adotam numa pesquisa. A técnica, especificamente, diz respeito ao modo de fazer de cada etapa ou procedimento. Assim, a técnica é o modo de fazer de forma mais hábil, mais segura e mais perfeita algum tipo de atividade, arte ou ofício (GALLIANO, 1986).

Os métodos podem ser classificados como de abordagem e de procedimento (MARCONI & LAKATOS, 2007). Os métodos de abordagem (indutivo, dedutivo, hipotético-dedutivo, dialético e fenomenológico) estão vinculados ao plano geral do trabalho, ao raciocínio que se estabelece como fio condutor na investigação do problema da pesquisa. Ao contrário dos métodos de abordagem, os de procedimento (monográfico, etnográfico, comparativo, estatístico, histórico, funcionalista, estruturalista, dentre outros) estão vinculados muito mais à etapa de aplicação das técnicas em uma investigação ou, mais especificamente, às fases de desenvolvimento de uma pesquisa. Enquanto o método de abordagem está relacionado ao pensar, os de procedimentos estão ligados ao fazer.

Quanto aos métodos de abordagem, a presente pesquisa se fundamentou no método indutivo, no hipotético-dedutivo e no dialético.

Indução é um processo mental por intermédio do qual, partindo de proposições particulares, suficientemente constatadas, infere-se uma verdade geral ou universal, não contida nas partes examinadas. Portanto, o objetivo dos argumentos indutivos é levar a conclusões cujo conteúdo é muito mais amplo do que o das premissas nas quais se basearam (MARCONI & LAKATOS, 2007). Assim, o princípio do indutivismo envolve a observação, a elaboração da teoria por indução de observações particulares e a explicação de eventos e objetos.

Já o método hipotético-dedutivo consiste em testar as hipóteses, através de testes de falseamento, por meio da observação e da experimentação. Esse método exige a verificabilidade objetiva dos fatos, ou seja, a dedução transforma-se em hipótese e precisa ser testada. Segundo Popper (1980), o processo investigatório envolve os seguintes passos no método hipotético-dedutivo: elaboração do problema (que surge, em geral, de conflitos ante

expectativas e teorias existentes), solução proposta consistindo numa conjectura (nova teoria) e testes de falseamento (tentativas de refutação, entre outros meios, pela observação e experimentação). Se a hipótese não supera os testes, estará falseada, refutada, e exige nova reformulação do problema e da hipótese, que, se superar os testes rigorosos, estará corroborada, confirmada provisoriamente, mas não definitivamente (POPPER, 1980). Entretanto, para Bunge (1974), as etapas desse método são: colocação do problema, construção de um modelo teórico (seleção de fatores pertinentes, invenção das hipóteses centrais e das suposições auxiliares), dedução de consequências particulares, teste das hipóteses e adição ou introdução das conclusões na teoria.

O método dialético assume uma abordagem que tem como objetivo a obtenção da verdade a partir da observação e superação das contradições dos argumentos, implicando o clássico raciocínio da tese, antítese e síntese.

Referente aos métodos de procedimento, a presente pesquisa adotou o método estatístico e comparativo, aplicando-os na verificação de processos e produtos no campo das geociências.

O método estatístico fundamenta-se na utilização da teoria estatística das probabilidades para a interpretação de dados analisados. Os processos estatísticos permitem obter, de conjuntos complexos, representações simples e constatar se essas verificações simplificadas têm relações entre si. Assim, o método estatístico significa redução de fenômenos a termos quantitativos e a manipulação estatística, que permite comprovar as relações dos fenômenos entre si, e obter generalizações sobre sua natureza, ocorrência ou significado (MARCONI & LAKATOS, 2007).

O método comparativo tem como fundamento básico a verificação de semelhança entre pessoas, padrões de comportamento ou fenômenos, para poder explicar as divergências constatadas nessa comparação. O método comparativo é usado tanto para comparações de grupos no presente, no passado, ou entre os existentes e os do passado, quanto entre sociedades de iguais ou de diferentes estágios de desenvolvimento (MARCONI & LAKATOS, 2007).

A presente pesquisa foi classificada, quanto ao nível de profundidade, como explicativa. Esse tipo de pesquisa não se limita a descrever detalhadamente os fatos, mas trata de encontrar as suas causas, suas relações internas e suas relações com outros fatos, e seu objetivo é oferecer respostas às indagações (GALLIANO, 1986). Quanto à abordagem, a presente pesquisa pode ser definida como quantiqualitativa.

Duas variáveis foram utilizadas na presente tese: a variável depósito, admitida como independente, e a variável paleossolo, considerada dependente. A variável independente é aquela que é fator, propriedade ou aspecto que produz um efeito ou consequência, e a dependente, ao contrário, é aquela que é consequência ou efeito de algo que foi estimulado. Da variável operacional depósito se infere a variável teórica sedimentação, e da operacional paleossolos é possível inferir a variável teórica pedogênese. As construções das hipóteses foram realizadas como enunciados gerais das relações entre esses fatos ou fenômenos (variáveis).

Nesse sentido, os procedimentos metodológicos ou delineamentos dessa pesquisa abordaram a revisão de literatura, a aquisição e tratamento de dados cartográficos, a aplicação do método de análise de fácies, a caracterização de paleossolos e a análise de paleocorrentes, envolvendo trabalhos de campo e de laboratório, em etapas sucessivas e concomitantes.

A figura 18 sintetiza os procedimentos metodológicos abordados na presente tese.

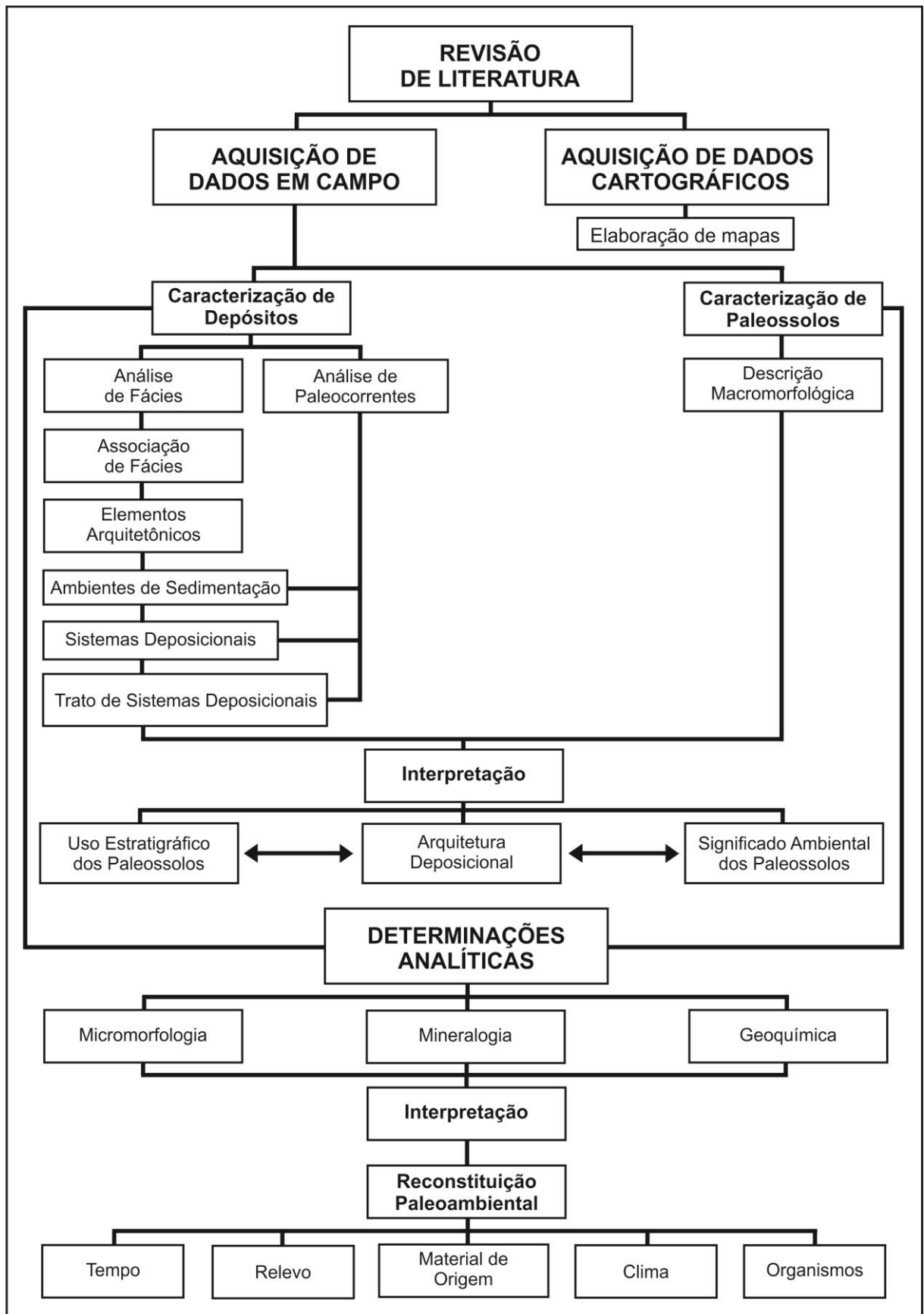


Figura 18. Fluxograma dos materiais e métodos

7.1. Revisão bibliográfica

A primeira etapa do trabalho se deu com a revisão e análise da bibliografia disponível. Essa fase teve o objetivo de aprofundar e atualizar os conhecimentos sobre a área de estudos, bem como a temática proposta. O trabalho de revisão de literatura envolveu a busca de artigos e livros de referência internacionais, além do acervo de livros, teses e revistas da Unicamp e outros institutos de pesquisas.

7.2. Aquisição e tratamento de dados cartográficos

Essa etapa foi conduzida primeiramente através da análise e tratamento da documentação cartográfica disponível para a área de estudo, bem como da revisão de cartas geológicas da região.

Os dados digitais referentes à geração do relevo sombreado foram extraídos a partir das imagens SRTM adquiridas através do banco de dados da EMBRAPA e os dados topográficos, por sua vez, foram adquiridos na base de dados do IBGE, ambos em 2013. A carta geológica da área de estudo foi proveniente da CPRM, adquirida em 2014.

A elaboração do mapa de caracterização da área de estudo foi realizado a partir do software *ArcGIS 10.1*, através do aplicativo *ArcMap*.

7.3. Levantamentos de campo

Essa etapa abrangeu, simultaneamente, a caracterização de depósitos (análise de fácies e de paleocorrentes) e a caracterização macromorfológica de paleossolos, com coleta de amostras para análises e interpretações em fases subsequentes do desenvolvimento da pesquisa.

7.3.1. Caracterização de depósitos

7.3.1.1. Análise de fácies

Em campo foram efetuadas análises de sedimentos em seções verticais através do método de análise de fácies. O método de análise, que compreende a descrição e associação de fácies, a dedução de processos relacionados e a definição de sistemas deposicionais, foi baseado na proposta de Miall (1985, 2006). Nesse método é atribuído a cada uma das fácies identificadas um código no qual a litologia é indicada por uma letra maiúscula (G para conglomerado, S para arenito e F para pelitos), seguida por uma letra minúscula indicativa de uma característica marcante da fácies. Nessa fase de campo, foram analisadas e registradas as seguintes propriedades: litologia, granulometria, forma, arredondamento e esfericidade das

partículas, grau de seleção, espessura, presença ou ausência de estruturas sedimentares e mineralogia (pela lupa de bolso). Foram identificados também diferentes ciclos deposicionais, superfícies limitantes e sua hierarquia, bem como elementos arquitetônicos dos sistemas deposicionais. A identificação dos vários ciclos deposicionais contribuiu para a definição dos diferentes perfis de paleossolos e vice-versa.

A identificação e descrição das pedofácies (P) foram baseadas na metodologia proposta por Kraus & Brown (1988).

Das seções descritas em campo, poucos afloramentos apresentaram estruturas sedimentares sindeposicionais preservadas, possivelmente devido à predominância dos processos pedogênicos sobre os deposicionais. Nesse sentido, praticamente não foram coletadas amostras, separadamente, para as análises micromorfológica, mineralógica e geoquímica dos sedimentos.

As seções foram descritas em afloramentos do sudoeste de Goiás, oeste de Minas Gerais (sudeste e centro-oeste do Triângulo Mineiro) e oeste do Estado de São Paulo. Foram descritas e amostradas duas seções no sudoeste de Goiás (A-B, C-D), três seções no centro-oeste do triângulo mineiro (E-F; G-H-I, J-K) e quatro seções no oeste do Estado de São Paulo (L-M, N-O, P-Q, R-S) (Figura 15). Dois afloramentos (T e U), no sudeste do Triângulo Mineiro, foram somente descritos, sem coleta de amostras.

7.3.1.2. Análises de paleocorrentes

As informações sobre paleocorrentes da Formação Marília foram obtidas a partir de dados primários ou diretos e a partir de dados secundários (indiretos).

Os dados diretos foram obtidos através de medições feitas em campo. Foram medidas atitudes de indicadores de paleocorrentes, em estratificações cruzadas e em imbricação de clastos de afloramentos. A estratificação cruzada é considerada uma das estruturas sedimentares mais eficazes na determinação de paleocorrentes (FERNANDES, 1998). Essas medidas foram tratadas estatisticamente por meio do software *Stereonet* gerando diagramas em rosetas.

Adicionalmente foram usadas medidas de paleocorrentes dos trabalhos de Fernandes (1998), Batezelli (2003) e Batezelli et al (2007).

Os diagramas foram plotados na base cartográfica da área de estudo gerando o mapa de paleocorrentes, através do *ArcGIS* 10.1.

Segundo Miall (2006), dados de paleocorrentes são essenciais na análise dos elementos arquitetônicos. Rumos de paleocorrentes são dados importantes para a análise de

elementos arquitetônicos, visto que indicam a perspectiva da terceira dimensão (MIALL, 2006). Informações de orientação sobre estruturas sedimentares hidrodinâmicas refletem a geometria interna dos complexos de barras, canais e lençóis de areia. O mergulho e direção das superfícies de acamamento revelam, por exemplo, a orientação do crescimento da barra de acreção e migração (MIALL, 2006).

Os conjuntos de medidas devem ser apresentados em diagramas rosáceos (Figura 19).

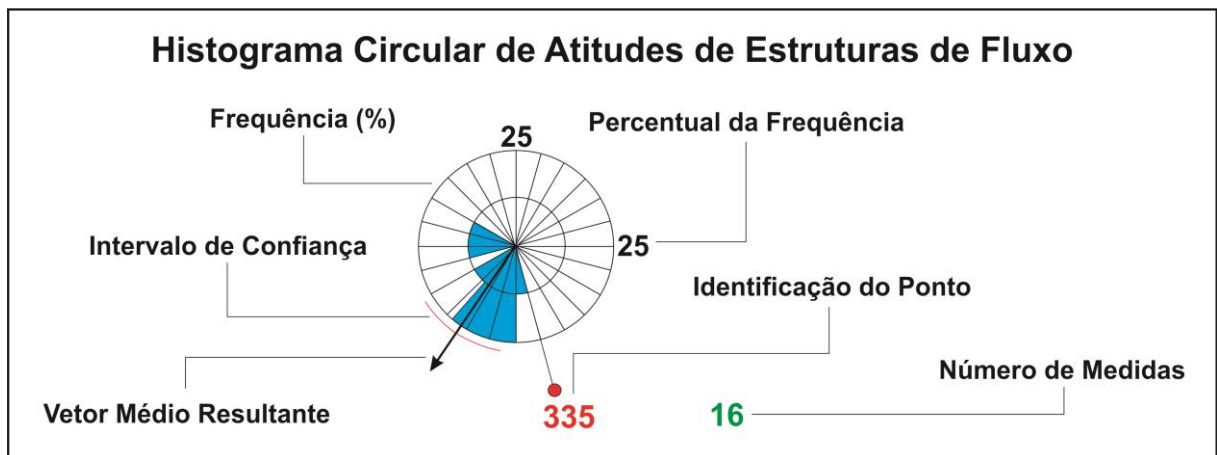


Figura 19. Exemplo de diagrama de rosetas de estruturas sedimentares de fluxo.

Fonte: adaptado de Fernandes (1998).

Padrões de distribuição fornecem informações sobre o tipo de fluxo. Se unimodal, por exemplo, indicam fluxos unidirecionais característico da ação de correntes (TUCKER, 2003). As estruturas sedimentares indicativas de fluxo auxiliam a compreender a dinâmica deposicional e a distribuição das litofácies e suas associações, no espaço e no tempo (FERNANDES, 1998). A figura 20 mostra o padrão de distribuição quando as medidas são apresentadas em digramas de rosáceas.

Fernandes (1998) adverte que a interpretação do significado geológico de vetores resultantes e de diagramas de atitudes de estratos inclinados depende da identificação do contexto deposicional onde foi gerada a estrutura. Estratificação cruzada, por exemplo, pode ser produto de acumulação tanto em ambiente eólico como em fluvial. No contexto de sedimentação fluvial, o significado do vetor médio resultante, assim como da dispersão dos dados em diagrama devem ser interpretados de acordo com o tipo de macroforma envolvido, se de acreção lateral ou a jusante (FERNANDES, 1998).

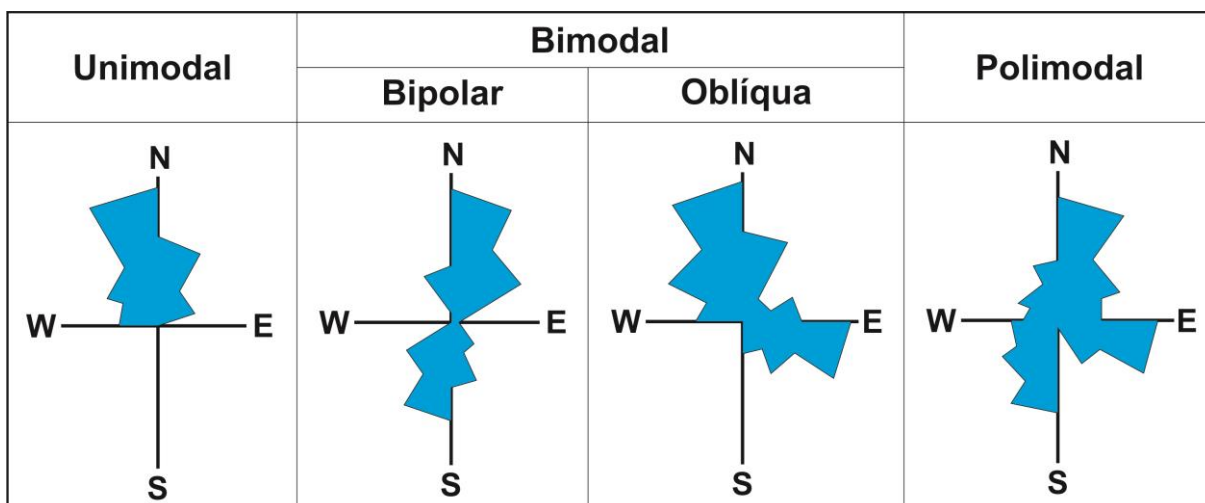


Figura 20. Tipos de padrões de paleocorrentes, apresentados em diagrama de rosetas.
Fonte: Tucker (2003).

7.3.2. Caracterização de paleossolos

7.3.2.1. Descrições macromorfológicas

A aquisição de dados sobre paleossolos, bem como a caracterização macromorfológica feita em campo, se deu simultaneamente à análise de fácies.

Na caracterização em campo foram identificadas estrutura, horizonte e marcas de raízes, os três principais atributos de reconhecimento de paleossolos (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 1988; CATT, 1990; RETALLACK, 2001). Para a definição dos horizontes, foram utilizadas propriedades como textura, estrutura, cor, espessura e profundidade dos horizontes, tipos de contatos entre horizontes de paleossolos e sedimentos, presença, tipo e dimensões de agregados (*peds*), presença e tipo de películas (*cutans*), presença e tipo de nódulos ou cimentação, bioturbações, presença ou não de mosqueamento (*mottling*), tipo, forma e percentual de traços de raízes, presença ou não de gleização e de superfícies de fricção (*slickensides*). Horizontes cálcicos (Bkm) e argílicos (Btkm, Bt e Bss) foram identificados nos paleossolos da Formação Marília.

Durante a descrição e registro de todas as propriedades morfológicas dos paleossolos, foram coletadas amostras para a análise mineralógica e geoquímica dos perfis, bem como amostras orientadas para a análise micromorfológica.

7.3.2.2. Classificação dos paleossolos

O objetivo dos atuais sistemas de classificação de solos não é genético, mas agrônomo. Tanto o sistema americano quanto o internacional (FAO) e o brasileiro (SiBCS) não buscam uma classificação visando o estudo da gênese do solo, mas sim sua fertilidade,

quase sempre para fins agronômicos. Nesse sentido, as classificações atuais de solos não alcançam uma classificação paleopedológica, uma vez que o estudo dos paleossolos é voltado única e exclusivamente para entender sua gênese.

Outro fator que inibe a classificação de paleossolos é o fato de que esses não possuem todas as informações necessárias para as classificações atuais de solos, pois muitas vezes estão truncados, sem parte de horizontes e possuem, quase sempre, os horizontes superficiais erodidos.

Posto isso, percebe-se que a classificação de paleossolos ainda é uma questão bastante aberta no campo da paleopedologia. Entretanto, por outro lado, deve-se ponderar que a classificação se faz necessário, pois permite que os pesquisadores falem a mesma linguagem. Mas deve-se ressaltar que as atuais classificações de solos são extremamente inadequadas para a classificação de paleossolos.

Uma possível classificação de paleossolos precisaria se voltar mais para a genética, mineralogia e morfologia de solos, devendo-se buscar subsídios para excluir tudo da pedogênese que não pode ser alterado pela diagênese.

Nesse sentido, na presente tese optou-se pelo não emprego de uma classificação de solos atuais para paleossolos. No entanto, foram utilizados os horizontes genéticos (Bt, Bw, Bi, Bg) para inferir os possíveis fatores e processos que atuaram na formação dos paleossolos. A classificação adotada por Andreis (1981), que categorizam os paleossolos como soterrados, exumados e reliquiaiis foi também utilizada, visto que permitem inferências sobre atuação dos processos erosivos e deposicionais.

Foi utilizado também na presente tese a classificação dos paleossolos em pedotipos (poligenéticos, compostos e cumulativos). Essa classificação genérica, utilizada por Wright (1992) e Kraus (1999) tem sido utilizada nas correlações estratigráficas e na reconstituição de arquitetura deposicional, uma vez que permite inferir a dinâmica no processo de sedimentação.

7.3.2.3. Determinação dos estágios morfológicos e do índice de morfologia

A classificação dos paleossolos com horizonte Bk em estágios morfológicos de acumulação de carbonato seguiu a metodologia apresentada por Gile et al. (1966), Machette (1985), Birkeland (1999) e Retallack (2001).

A determinação do índice de morfologia (IM), para identificar paleossolos com maior ou menor grau de umidade, foi quantificada segundo a metodologia proposta por Kraus et al. (2013), com índices que variam de 0 (mais úmido) a 18 (mais seco).

7.4. Determinações Analíticas

As principais análises laboratoriais foram a micromorfologia (uso de lupa, descrição de lâminas delgadas e microscopia eletrônica de varredura), a mineralogia (difração de raios-X) e a geoquímica (determinação dos elementos maiores, menores e traços por espectrometria de fluorescência de raios-X). As determinações mineralógicas e geoquímicas foram consideradas análises complementares, visto que em estudos de paleossolos elas não são conclusivas, mas auxiliares. A geoquímica e a mineralogia serviram, sobretudo, para os estudos comparativos das variações verticais dos elementos e minerais nos afloramentos das diferentes seções.

Devido ao forte estado de cimentação das amostras, não foi possível determinar a granulometria pelos procedimentos tradicionais. A análise granulométrica segue um procedimento padrão de peneiramento a seco, sendo as amostras, na maioria dos casos, facilmente desagregáveis, sem modificar as características granulométricas. Essa análise é de rotina na paleopedologia, servindo para definir variações no âmbito do perfil dos paleossolos, herdadas por processos sedimentares ou produzidas por processos pedogenéticos (iluviação de argila, por exemplo). Nesse sentido, a classificação granulométrica foi determinada indiretamente através da microscopia óptica, segundo as propostas de Fitzpatrick (1984) e Bullock et al. (1985).

De acordo com Nash (2003) os trabalhos com enfoque em paleossolos devem ser compostos de metodologias clássicas como análises morfológicas, texturais e químicas e, eventualmente, a associação entre novas técnicas e inovações metodológicas. Para o autor, no que se refere à calcretes, o estudo morfológico pode fornecer informações sobre calcretes pedogenéticos (*pedogenic calcretes*) ou de águas de lençol (*groundwater calcretes*).

7.4.1. Micromorfologia

O objetivo dessa análise foi reconhecer no âmbito do horizonte, ou na transição entre os horizontes definidos no campo, elementos micromorfológicos que permitam identificar a atividade dos processos pedogenéticos. Os procedimentos de descrição das lâminas foram realizados sobre as amostras da base para o topo dos perfis, inicialmente com lupa binocular de 15X *Intex* (para separar domínios na lâmina) e depois com microscópio (com aumentos pequenos de 2,5X e depois maiores para identificação e caracterização dos detalhes e transições). As características observadas abrangem o reconhecimento dos constituintes, das assembléias, do fundo matricial, da porosidade e das feições pedológicas. A microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizada para conferir maior confiabilidade no que se

refere à identificação das feições morfológicas individuais dos minerais, bem como sua composição química.

Assim, as análises micromorfológicas associaram técnicas da micromorfologia convencional (micropedologia) e de microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando identificar feições e inferir processos pedológicos, bem como distinguir características inerentes aos calcretes pedogênicos.

7.4.1.1. Descrições de lâminas delgadas

A análise micromorfológica convencional foi feita em lâminas delgadas, em amostras orientadas e impregnadas com resina poliéster, preparadas no Laboratório de Laminação do IG/Unicamp. A resina utilizada é composta por 88 ml de epóxi araldite (EP 1204), 10 ml de catalisador (EP 1204), 19 ml de álcool etílico e corante azul de metileno, utilizado em duas amostras, para melhor destaque da porosidade do material.

A descrição das lâminas delgadas orientadas foram feitas de acordo com Allen (1985), Bullock et al. (1985), Stoops (2003) e Raith et al. (2014), utilizando lupa binocular, para separar domínios na lâmina, e microscópio petrográfico, com aumentos de 2,5X a 40X, para a análise do fundo matricial e feições pedológicas.

Para a descrição micromorfológica foi utilizado o microscópio petrográfico *Axiophot Zeiss* com câmera acoplada ao monitor da marca *Leica MC 120 HD* do Laboratório de Microtermia do IG/Unicamp.

As calibrações da escala, bem como as medições dos minerais e feições pedológicas foram realizadas através do software *Image J 1.48v*.

As interpretações dos fundos matriciais e feições pedológicas foram baseadas nos trabalhos de Delvigne (1998) e Stoops et al. (2010).

Para o processamento das imagens foram utilizado os *softwares Visilog 5.4* e *Image J 1.48v*.

A classe granulométrica (textural) foi determinada indiretamente, segundo a proposta de Fitzpatrick (1984) e Bullock et al. (1985).

O índice de desenvolvimento micromorfológico dos paleossolos (MISECA) foi determinado segundo as proposições de Khormali et al. (2003).

7.4.1.2. Microscopia eletrônica de varredura

As análises de microscopia eletrônica de varredura foram realizadas em amostras representativas dos diferentes horizontes de paleossolos. Partes representativas de cada

amostra foram carregadas em discos de acrílico, impregnadas e submetidas à metalização por carbono (Figura 21A) e por fim, analisadas no microscópio eletrônico de varredura. Foram examinados os aspectos texturais e a composição química dos minerais, com o objetivo de comprovar ou refutar os resultados da análise mineralógica, complementar a análise micromorfológica convencional, bem como identificar feições herdadas dos ambientes deposicionais.

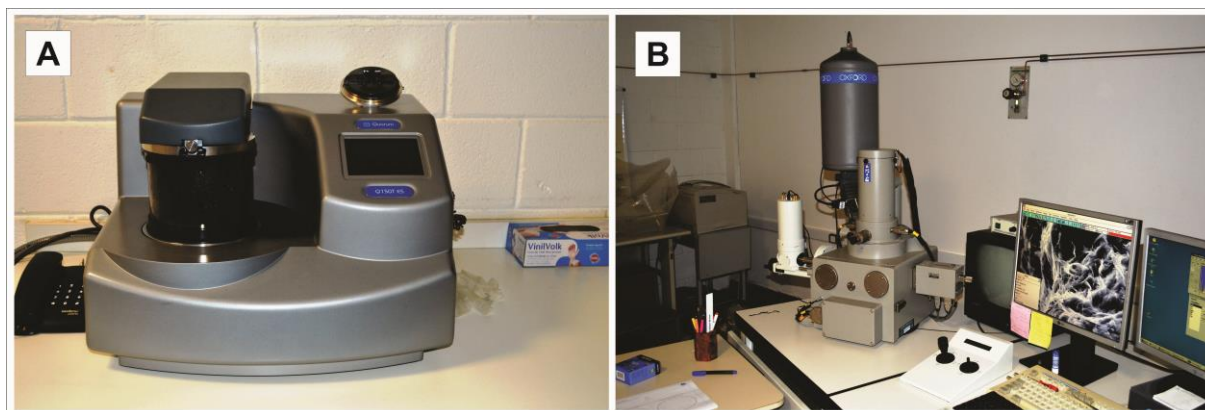


Figura 21. Equipamentos utilizados na preparação e realização da microscopia eletrônica de varredura. A) metalizador Q150T da empresa Quorum Technologies; B) Coluna, detector EDS e software do MEV do Laboratório de Microscopia do IGE-UNICAMP.

A técnica foi realizada no Laboratório de Espectroscopia e Microscopia do IG/Unicamp, através do microscópio eletrônico de varredura *LEO 430i* com varredura digital e controlado por programa de computador, fabricado pela *Zeiss* (Figura 21B). Acoplado a ele há um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da *Oxfors Instruments* para análises semiquantitativas.

7.4.2. Análises mineralógicas

Para a determinação da mineralogia foi utilizada a difratometria de raios-X (DRX), técnica particularmente útil em sedimentologia e paleopedologia, para caracterização mineralógica das amostras coletadas. Posteriormente, os resultados da mineralogia foram refinados e as fases minerais quantificadas pelo emprego do método Rietveld. A determinação dos tipos de argilas contribui para a determinação do ambiente geoquímico dos paleossolos, fornecendo por isso informações sobre a gênese do perfil. As análises seguiram a metodologia proposta por Camargo et al. (1986), Jenkins & Snyder (1996), Fabris et al. (2009) e Pecharsky & Zavalij (2009).

7.4.2.1. Difractometria de raios-X

As amostras objeto de análise foram totais, ou seja, sem separação granulométrica, visto que isso não foi possível devido ao estado de forte cimentação dos paleossolos. Foi utilizado o método do pó, sem nenhum tratamento prévio.

A fase de preparação foi executada no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia e Recursos Naturais no Instituto de Geociências da Unicamp. As amostras foram primeiramente britadas em triturador de mandíbulas marca *Fritsch* e modelo *Pulverisette II* (Figura 22A).

Esse procedimento foi necessário devido à forte cimentação carbonática da maioria das amostras. Posteriormente, cada amostra britada foi misturada em folhas de papel de seda e divididas em 4 (quatro) porções (quartamento), das quais 2 (duas) foram utilizadas. Esse procedimento visa proporcionar maior uniformidade do material a ser trabalhado.

Realizada a etapa de mistura e separação, 100g do material resultante foram moídas em moinho de anéis marca *Fritsch* e modelo *Pulverisette 9* (Figura 22B). Algumas amostras, após passarem pelo moinho de anéis (planetário), precisaram ser novamente moídas com o moinho vibratório marca *Fritsch* e modelo *Pulverisette 5* (Figura 22C).

As análises do material britado e moído foram realizadas no Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin da Unicamp (LPCM-IFGW). Foi utilizado, na medição, o difratômetro *Philips PW 1050* na geometria Bragg-Bretano vertical (Figura 23), que opera com tubos de Cobre ($\lambda=1,54\text{\AA}$). Os difratogramas foram obtidos para um intervalo de exposição de 3° a 60° (2Θ), com passos de $0,02^\circ$. A tensão e a corrente no tubo de raios-X foram, respectivamente, ajustadas para 40 kV e 30 mA.

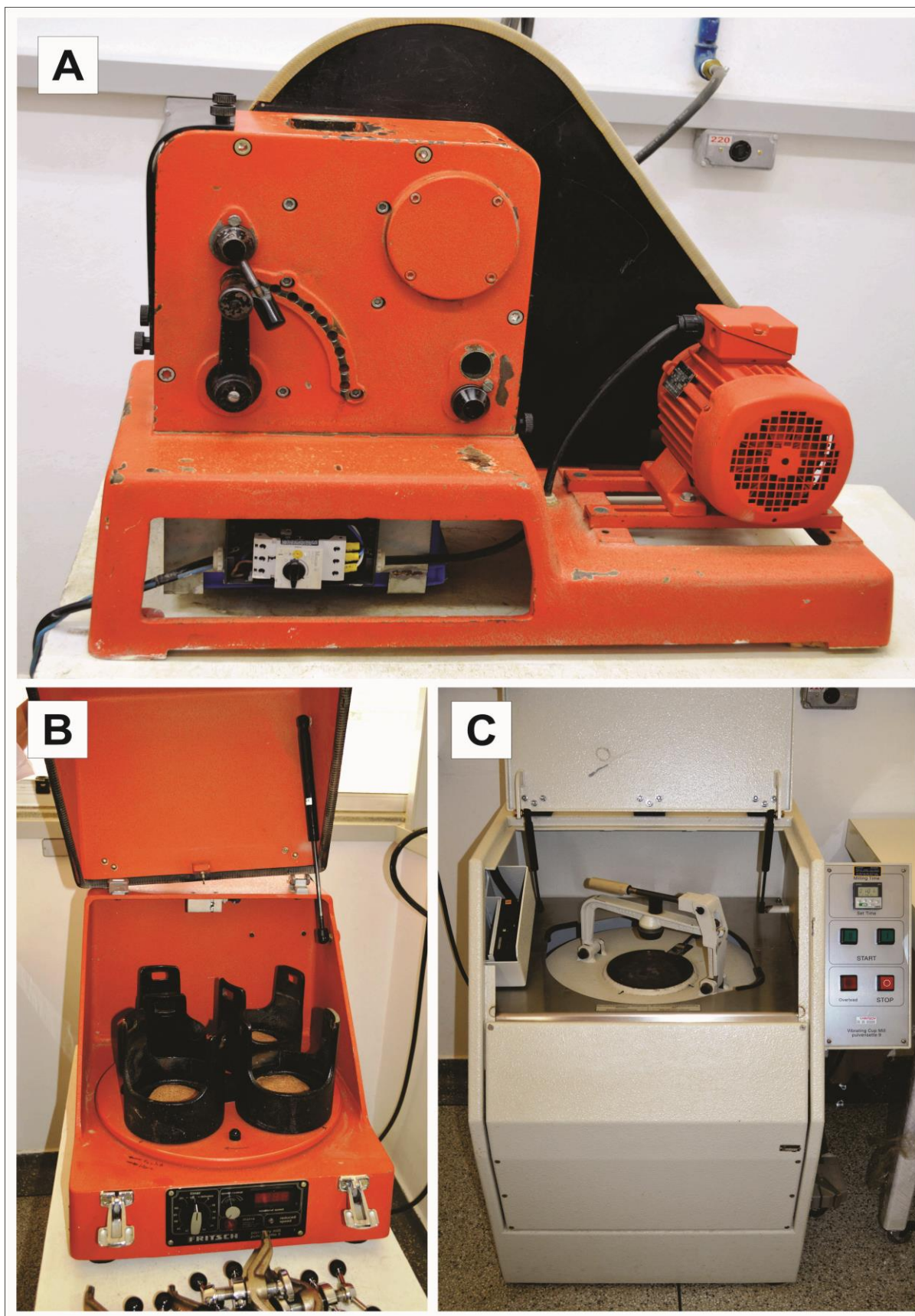


Figura 22. Equipamentos utilizados na preparação das amostras. A) britador de mandíbula; B) moinho planetário; C) moinho vibratório.

As fases cristalinas foram identificadas usando o catálogo do Centro Internacional para Dados de Difração (*International Center for Diffraction Data - ICDD*), através dos arquivos PDF-3 (*Powder Diffraction File*), e as análises qualitativas foram efetuadas utilizando-se o banco de dados mineralógicos do software *X'Pert Highscore Plus v2.0a*. A quantificação mineral foi realizada com o mesmo software, através do refinamento Rietveld.

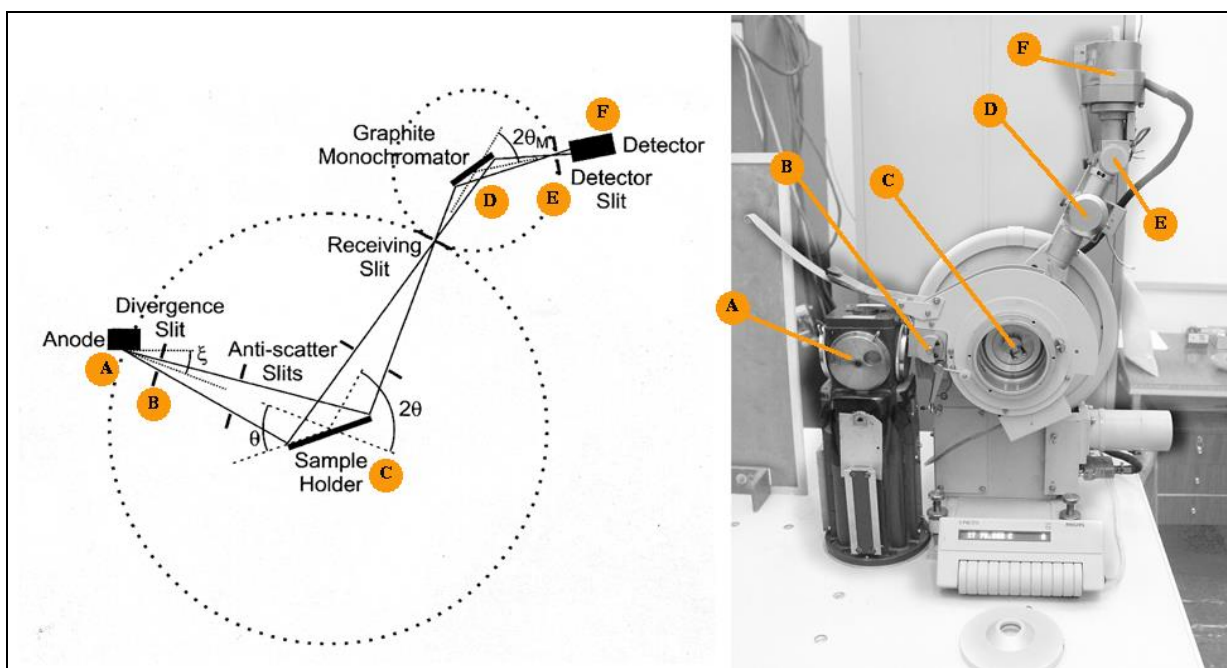


Figura 23. Difratômetro de raios-X sob geometria Bragg-Brentano do LPCM/IFGW/UNICAMP: O ânodo A de um tubo selado geralmente com alvo de cobre gera o feixe de raios-X que é colimado pela fenda B e direcionado para a amostra de pó sobre um suporte plano C. O feixe difratado é filtrado pelo monocromador de grafite D e fenda E sendo detectado por um cristal cintilador e tubo fotomultiplicador F.

7.4.2.2. Refinamento Rietveld

O princípio básico do método consiste no ajuste matemático (*fitting*), iterativo, de um padrão difratométrico (real) com um padrão teórico (estrutura cristalina), com o objetivo de minimizar a diferença entre os pontos calculados e os medidos (JENKINS & SNYDER, 1996).

Segundo Fabris et al. (2009), o melhor ajuste do difratograma é obtido pelo método dos quadrados mínimos para todos os valores de intensidade (y_i) simultaneamente, a partir da minimização do resíduo (S_y) dado por:

$$S_y = \sum_i w_i (y_i - y_{ci})^2,$$

onde w_i é o peso de cada intensidade dado por $w_i = 1/y_i$, y_i é a intensidade observada no i -ésimo passo, e y_{ci} é a intensidade calculada no i -ésimo passo e o somatório é sobre todos os pontos.

Os parâmetros do modelo que podem ser refinados são os relativos à posição atômica, à ocupação de sítios e ao parâmetro termal (FABRIS et al., 2009; PECHARSKY & ZAVALIJ, 2009).

As funções mais usadas nos programas para modelar os perfis dos picos de reflexão são as funções de Gauss, Lorentziana, Voigt, Pseudo-Voigt e Pearson VII (Fabris et al., 2009). O processo de refinamento é levado a termo até que “o melhor ajuste” seja atingido.

O Refinamento Rietveld, visando a quantificação mineral, foi feito através do *X'Pert Highscore Plus v2.0a*, usando-se os arquivos de dados CIF (*Crystallographic Information File*) foram provenientes do COD (*Crystallographic Open Database*).

A elaboração e o layout dos gráficos foram realizados a partir dos softwares Excel 2007 e Origin Pro 8.0.

A determinação do índice de intemperismo médio dos minerais (m) se baseou na proposta de Jackson (1969).

7.4.3. Análises geoquímicas

As análises geoquímicas envolveram a determinação dos elementos maiores, menores e traços por espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) e a definição de relações molares, por meio de funções e regressões.

7.4.3.1. Espectrometria de fluorescência de raios-X

A utilização da técnica de espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX ou XRF) teve como objetivo a determinação do perfil geoquímico (elementos principais) dos paleossolos, que, integrado com as análises de campo, micromorfológicas e mineralógicas, forneceram informações sobre a gênese desses, permitindo a elaboração de relações moleculares.

As amostras objeto de análise também foram totais, ou seja, sem separação granulométrica. Essas amostras foram pulverizadas em frações granulométricas muito finas (preparadas de maneira análoga às para DRX).

O material, após britagem, quartamento e moagem, foi submetido à perda ao fogo a 1000°C (PF%), resultando na confecção de discos de vidro com 1g de amostra para determinação de elementos maiores e menores (Figura 24B). As pastilhas prensadas, preparadas com cera contendo 8g de amostra, foram utilizadas para a determinação dos elementos traços (Figura 24A).

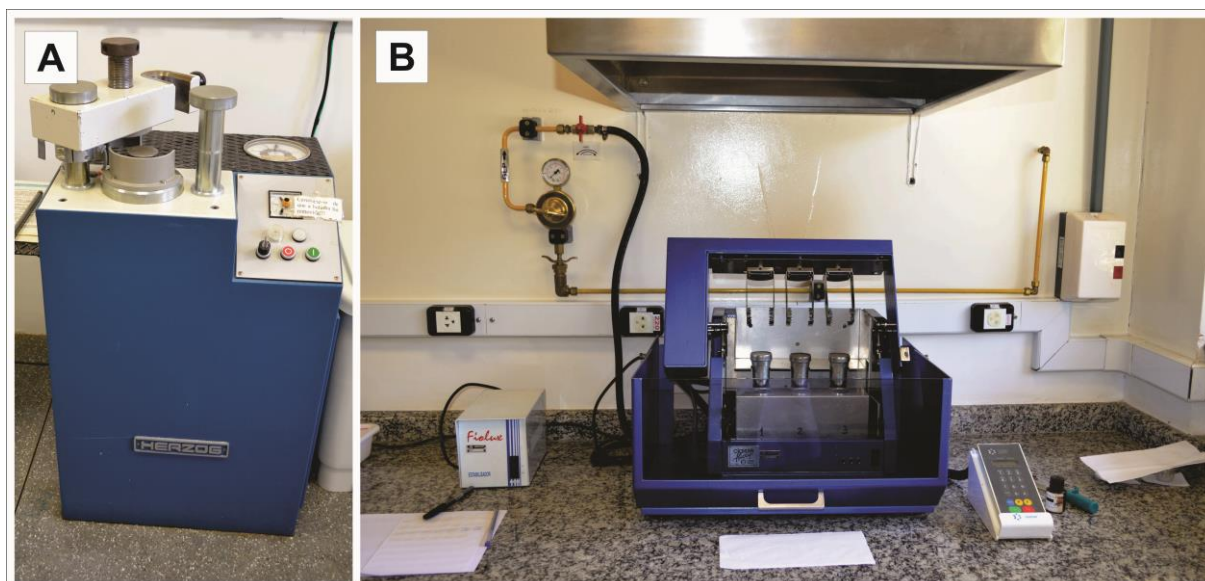


Figura 24. Equipamentos utilizados na preparação das amostras para FRX. A) Prensador utilizado na confecção das pastilhas; B) Equipamento de fuso para a confecção dos discos de vidro.

Tanto a preparação quanto a análise química foram realizados no Laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências da Unicamp.

A análise química dos materiais foi realizada através do espectrômetro de fluorescência de raios-X *Philips PW 2404* de fabricação holandesa.

Para o controle de qualidade dos resultados um disco do material de referência internacional BRP-1 foi preparado e analisado e três amostras de materiais de referência internacionais (RGM-1, AN-G e BRP-1) foram analisados em paralelo. Nas determinações dos elementos Ce, La, Nd e Sc, os valores obtidos são considerados indicativos.

Algumas amostras, por possuírem altas concentrações de CaO, apresentaram dificuldades nas determinações dos elementos maiores para leitura no programa com calibração dedicada a silicatos. Estas amostras foram, então, analisadas em outro programa (*Unividro* do software *Uniquant*) que é mais geral e abrange um *range* maior de concentração, no entanto a determinação teve qualidade inferior.

7.4.3.2. Determinação das relações molares e das climofunções

O cálculo das relações molares permitiu a definição dos processos químicos que se desenvolveram no âmbito do perfil do paleossolo durante a sua formação, bem com a comparação dos processos geoquímicos entre os diferentes perfis e seções. Foram calculadas as seguintes relações: proveniência ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$), calcificação ($((\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3)$), salinização ($((\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$), formação de argila ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$), oxidação ($((\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/\text{Al}_2\text{O}_3)$), hidrólise ($((\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3)$), hidratação

($\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$), perda de bases ($(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{TiO}_2$), lixiviação (Ba/Sr), material parental (La/Ce) (PIPUJOL & BUURMAN, 1994; RETALLACK, 1997, 2001, 2007; SHELDON, 2006; SHELDON & TABOR, 2009) e material parental 2 (TiO_2/Zr) (MCCARTY & PLINT, 2003).

O índice de intemperismo (CIA-K) e as climofunções MAP (precipitação média anual) e MAT (temperatura média anual) também foram determinados (SHELDON et al., 2002; DRIESE & OBER, 2005; RETALLACK, 2005; CLEVELAND et al., 2008; SHELDON & TABOR, 2009; NORDT & DRIESE, 2010; ADAMS et al., 2011; KRAUS et al., 2013). Para paleossolos com horizonte Bk, a estimativa da precipitação média anual (MAP) se baseou na relação entre profundidade e índices de precipitação, descrita pela primeira vez por Jenny (1941). Essa relação foi revista e expandida por Retallack (2005), que a aplicou a horizontes cálcicos a partir de uma equação, que vem sendo utilizada em estudos que procuram estabelecer estimativas de paleoprecipitação em paleossolos que apresentam horizonte Bk (CLEVELAND et al., 2008; SHELDON & TABOR, 2009). Para a estimativa da MAP em paleossolos com horizonte Bt, o método empregado consiste na aplicação de uma equação exponencial que relaciona os índices de precipitação (MAP) com os índices de alteração química (CIA-K), proposta por Sheldon et al. (2002) (MAP_1). Uma alternativa, com relação linear (MAP_2) foi também proposto por Sheldon et al. (2002). Altos valores de CIA-K refletem altos valores de precipitação, indicando que os solos foram submetidos a intensos processos de alteração química. O índice de temperatura média anual (MAT) foi determinado somente para paleossolos com Bt, segundo a metodologia apresentada por Sheldon & Tabor (2009). A equação relaciona, de maneira inversamente proporcional, salinização e temperatura, e tem sua aplicação restrita a paleossolos de planícies e com tempo relativo de formação menor que 100 ka (SHELDON & TABOR, 2009).

A visualização gráfica das relações molares, do índice de intemperismo e das climofunções ao lado dos perfis dos paleossolos permitiu determinar os fatores paleoambientais responsáveis pela gênese dos paleossolos, como também refinar ou individualizar a posição dos diferentes horizontes e suas características.

A determinação do tempo relativo de formação dos paleossolos com horizonte Bkm, Bt e Btkm foi estimada a partir da função apresentada por Sheldon (2003) e propostas sugeridas por Birkeland (1999) e Retallack (2001, 2005). O tempo de residência para os horizontes Bk foi baseado em Marriott & Wright (1993).

A elaboração e o layout dos gráficos das relações molares foram realizados a partir dos softwares Excel 2007 e Origin Pro 8.0.

7.5. Terminologia empregada

Embora pareça antagônico, buscou-se uma terminologia que tentou aproximar e harmonizar os conceitos e técnicas da pedologia e da sedimentologia. O aparente paradoxo de processos, métodos e conceitos entre a sedimentologia e a pedologia ocorre pelos seguintes fatos: as estruturas pedológicas destroem as sedimentológicas no decorrer do processo pedogênico, inviabilizando o uso simultâneo de conceitos como fácies e horizontes; enquanto o método de análise de fácies descreve as seções verticais de baixo para cima, a descrição morfológica descreve os perfis de cima para baixo; ao passo que os processos sedimentológicos depositam e erodem os sedimentos, os pedológicos intemperizam os depósitos *in loco*, indicando não-deposição.

No entanto, não há uma ruptura entre os mecanismos sedimentológicos e pedológicos, mas uma continuidade, uma vez que os solos são uma gradual transformação dos sedimentos e rochas. A formação dos solos a partir das rochas e sedimentos ocorre fundamentalmente numa perspectiva de *continuum*, de evolução e não através de uma lógica de descontinuidade ou ruptura.

Nesse sentido, nas descrições dos perfis nas diferentes seções foram usados tanto os termos da sedimentologia como da pedologia, com algumas ressalvas. Para cada perfil descrito foram elaboradas três colunas representativas, paralelamente postas: uma coluna com as descrições de fácies (o código P foi utilizado para caracterizar paleossolos ou pedofácies), outra coluna com os elementos arquitetônicos e uma terceira coluna com as descrições dos horizontes pedológicos, intercalado com algumas fácies com estruturas sedimentares preservadas. Fácies com estruturas sedimentares não preservadas foram assumidas como sendo estruturas pedogênicas.

Cada uma das seções descritas em campo foi reconstituída, com o objetivo de se entender a dinâmica e as relações entre fácies, elementos arquitetônicos, superfícies hierárquicas e formação de horizontes pedológicos.

A terminologia de litofácies seguiu as propostas de Miall (1985, 1988, 2006), onde o autor já aborda um código (P) para caracterizar os paleossolos.

A nomenclatura dos horizontes de paleossolos seguiu o padrão estabelecido pela *Soil Taxonomy* (SSM, 1962).

O termo pedofácies, introduzido por Kraus & Brown (1988), foi utilizado para designar a variabilidade lateral dos solos, indicativa de variabilidade lateral de condições ambientais, como umidade do solo, topografia, vegetação, taxa de sedimentação, dentre outras, aplicado aos estudos estratigráficos (LADEIRA, 2010). A variabilidade lateral dos paleossolos (pedofácies) foi determinada a partir da correlação das similaridades dos horizontes (Bkm, Btkm, Bt) descritos nos perfis das diferentes seções estudadas. A abordagem das pedofácies é útil na reconstrução de antigas sequências fluviais (KARUS & BROWN, 1988). As variabilidades verticais também foram abordadas, uma vez que alternam, de maneira cíclica, paleossolos e depósitos.

7.6. Elaboração e interpretação dos dados

A elaboração e interpretação dos dados tiveram as seguintes finalidades:

- a) Interpretação da gênese dos paleossolos da Formação Marília;
- b) Comparação entre ciclos sedimentares e paleossolos do Maastrichtiano da Bacia Bauru;
- c) Analogia das interpretações sedimentológicas e estratigráficas com as paleopedológicas, com a finalidade de propor um modelo de arquitetura deposicional para a Formação Marília.

7.6.1. Interpretação dos dados paleopedológicos

A integração dos dados de campo com aqueles de laboratório permitiu determinar nas seções estudadas os horizontes de paleossolos e, conseqüentemente, definir, nas sucessões da Bacia, os limites dos diferentes perfis paleopedológicos. Esta análise conduziu à identificação dos principais fatores que determinaram sua formação.

Essa fase se baseou, portanto, na interpretação de feições macromorfológicas e em micro escala para posterior estabelecimento de inferências sobre processos pedogênicos.

7.6.2. Interpretação sedimentológica e estratigráfica

A interpretação sedimentológica possui como objetivo a individualização dos mecanismos que produziram os sedimentos. A interpretação estratigráfica residuiu na busca pelo reconhecimento de superfícies limitantes, importantes na identificação de hiatos ou lacunas de deposição e fundamentais na construção da arquitetura deposicional de bacias sedimentares (MIALL, 1985, 1990; NICHOLS, 2009). De acordo com Sgarbi (2012), em um ambiente sedimentar pode ocorrer sedimentação, não-deposição e erosão e, em casos

particulares, um sedimento pode simultaneamente sofrer não-deposição e não erosão, originando paleossolos, importantes feições no registro geológico.

7.6.3. Analogia e análise das interpretações sedimentar-estratigráficas e paleopedológicas

Paleossolos e depósitos foram comparados em diferentes fases da elaboração dos dados. A primeira fase foi a comparação dos fatores que determinaram os processos sedimentares e pedológicos. Embora os fatores que controlam a sedimentação e a pedogênese necessitam tempos de ordem completamente diferente, alguns fatores genéticos podem ser registrados em ambos. Tipos de paleossolos e ciclos sedimentares foram assim comparados em sucessões verticais e horizontais.

Uma vez definidos e interpretados todos os tipos de processos sedimentares e paleopedogenéticos em todos os perfis medidos, construir-se-á sequências verticais em função das variações dos fatores de controle ambiental registrados nas litofácies. A caracterização numa sequência temporal da variação desses fatores permitiu definir importantes fases de evolução da bacia, contribuindo para a definição da sua arquitetura, através da relação entre processos pedogenéticos e sedimentares, que se figurou como objetivo e justificativa dessa tese.

8. RESULTADOS

8.1. Fácies da Formação Marília

A partir das descrições sistemáticas realizadas em campo e trabalhos de laboratório, foram identificados três conjuntos de litofácies principais: F (lamito), G (conglomerado) e S (arenito). Litofácies sem estruturas preservadas e com variados estágios de alteração por ação intempérica foram descritas como paleossolos (P), embora possa ser também caracterizadas como pedofácies (KRAUS & BROWN, 1988) ou simplesmente fácies (MIALL, 1985, 1988, 2006).

Foi atribuído a cada uma das fácies identificadas um código baseado na proposta de Miall (1985, 2006), no qual a litologia é indicada por uma letra maiúscula (C para conglomerado, S para arenito, F para finos ou lamito e P para paleossolo), seguida por uma letra minúscula indicativa de uma característica marcante da fácies. Quando necessário, adicionou-se uma terceira ou quarta letra para indicar atributos que a diferenciem das demais fácies (Tabelas 11 a 22).

Nos conjuntos de fácies conglomerado (C) da Formação Marília estão representados termos litológicos cujo tamanho dos clastos é superior a 2 cm de diâmetro. Os conglomerados apresentam características distintas, marcadas principalmente pela sua petrofábrica (conglomerados sustentados por clastos e sustentados por matriz), composição dos clastos, estruturas sedimentares e cimentação.

Os conjuntos de fácies arenito (S) são os mais abundantes em toda a Formação Marília. De maneira geral, os arenitos possuem variação granulométrica de areia muito fina a média, sendo os termos mais grossos restritos a alguns pontos, onde estão associados a conglomerados. Do ponto de vista das estruturas sedimentares, podem ser maciços (Sm) ou estratificados (St), com estruturas que variam de pequeno (até 5 cm) a médio (5 cm a 2 m) ou grande porte (2 a 8 m).

As assembléias de fácies lamito (F) abrangem todas as fácies com granulometria silte e argila que compõem a Formação Marília. Os principais atributos que definem as fácies desse conjunto são basicamente a maior ou menor quantidade de areia e a presença ou não de estruturas sedimentares.

Os paleossolos (P) são arenosos ou lamíticos, sem estruturas sedimentares preservadas, e apresentam estágios variados de cimentação carbonática e revestimentos de argilas (cutãs), bioturbações raras a abundantes, horizontes definidos e estruturas pedogênicas (prismática, em blocos, laminar e maciça).

8.1.1. Fácies das seções do sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro

Foram descritas quatro seções: S1 (seção A-B), S2 (seção C-D), S10 (afloramento T) e S11 (afloramento U).

Na seção S1, localizada no município de Quirinópolis – GO (Figura 16), há o predomínio de fácies arenosas e conglomeráticas, com estruturas compreendendo estratificações cruzadas acanaladas, plano-paralelas e, subordinamente, maciças (Figura 25, Tabela 11).

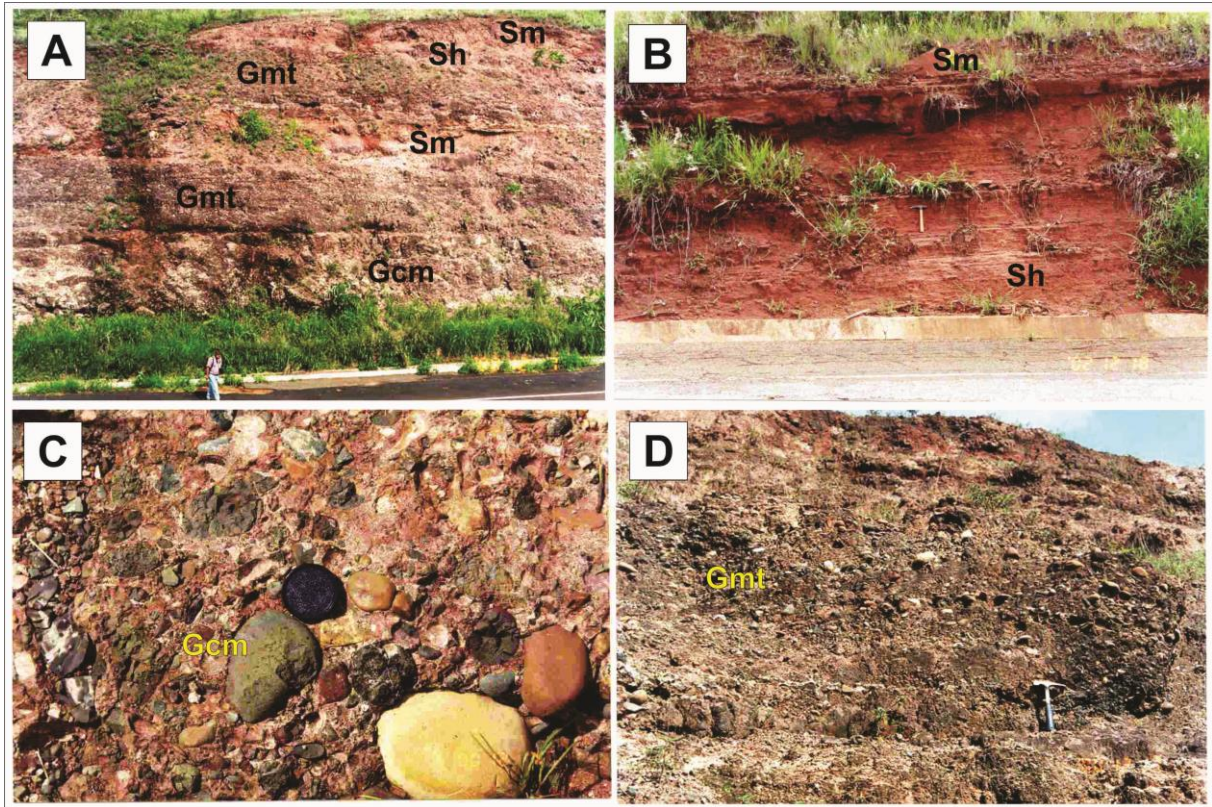


Figura 25. Principais litofácies da Seção S1 (Afloramento A-B). Há o predomínio de fácies conglomeráticas e areníticas: Gcm (conglomerado maciço clasto-suportado), Gmt (conglomerado com estratificação cruzada acanalada, matriz-suportado), Sh (arenito com laminação plano-paralela) e Sm (arenito maciço). Fotografias cedidas por Alessandro Batezelli.

Tabela 11. Fácies da Seção S1 (Afloramento A-B localizado no município de Quirinópolis)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	St	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada acanalada
	Sm	Arenito com ou sem clastos	Maciça
	Sh	Arenito com ou sem clastos	Laminação plano-paralela
G	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça
G	Gmt	Conglomerado sustentado por matriz	Estratificações cruzadas acanaladas
	Gct	Conglomerado sustentado por clastos	Estratificações cruzadas acanaladas

CF: Conjunto de Fácies; **S:** Arenito; **G:** Conglomerado

Fácies semelhantes foram identificadas na seção S2 (Figuras 16 e 26, Tabela 12), localizada no município de Itajá – GO.

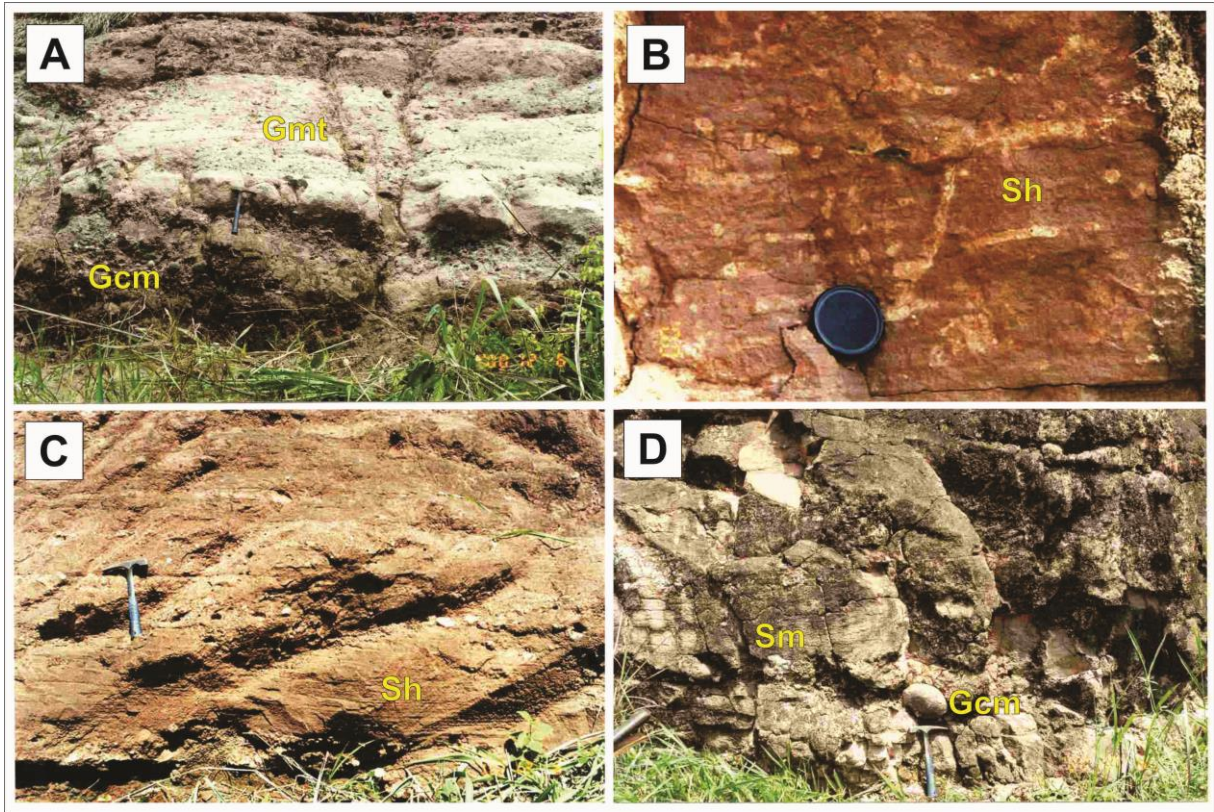


Figura 26. Principais litofácies da Seção S2 (Afloramento C-D). Há o predomínio de fácies conglomeráticas e areníticas: Gcm (conglomerado maciço clasto-suportado), Gmt (conglomerado com estratificação cruzada acanalada, matriz-suportado), Sh (arenito com laminação plano-paralela) e Sm (arenito maciço). Fotografias cedidas por Alessandro Batezelli.

Tabela 12. Fácies da Seção S2 (Afloramento C-D localizado no município de Itajá)

CF	Código	Fácies	Estruturas
	St	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada acanalada
S	Sm	Arenito com ou sem clastos	Maciça
	Sh	Arenito com ou sem clastos	Laminação plano-paralela
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça
G	Gmt	Conglomerado sustentado por matriz	Estratificações cruzadas acanaladas
	Gct	Conglomerado sustentado por clastos	Estratificações cruzadas acanaladas

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito; G: Conglomerado

A seção S10 (Figuras 16 e 27, Tabela 13), localizada na região da Serra da Galga no município de Uberaba – MG, expõe afloramento, de coloração esbranquiçada a rosada, com diferentes camadas de rochas sedimentares, descritas e interpretadas como fácies areníticas, conglomeráticas e lamíticas. Os depósitos de arenito maciço, bioturbado, com horizontes e estruturas pedogênicas, foram descritos e interpretados como paleossolos (Figura 27).

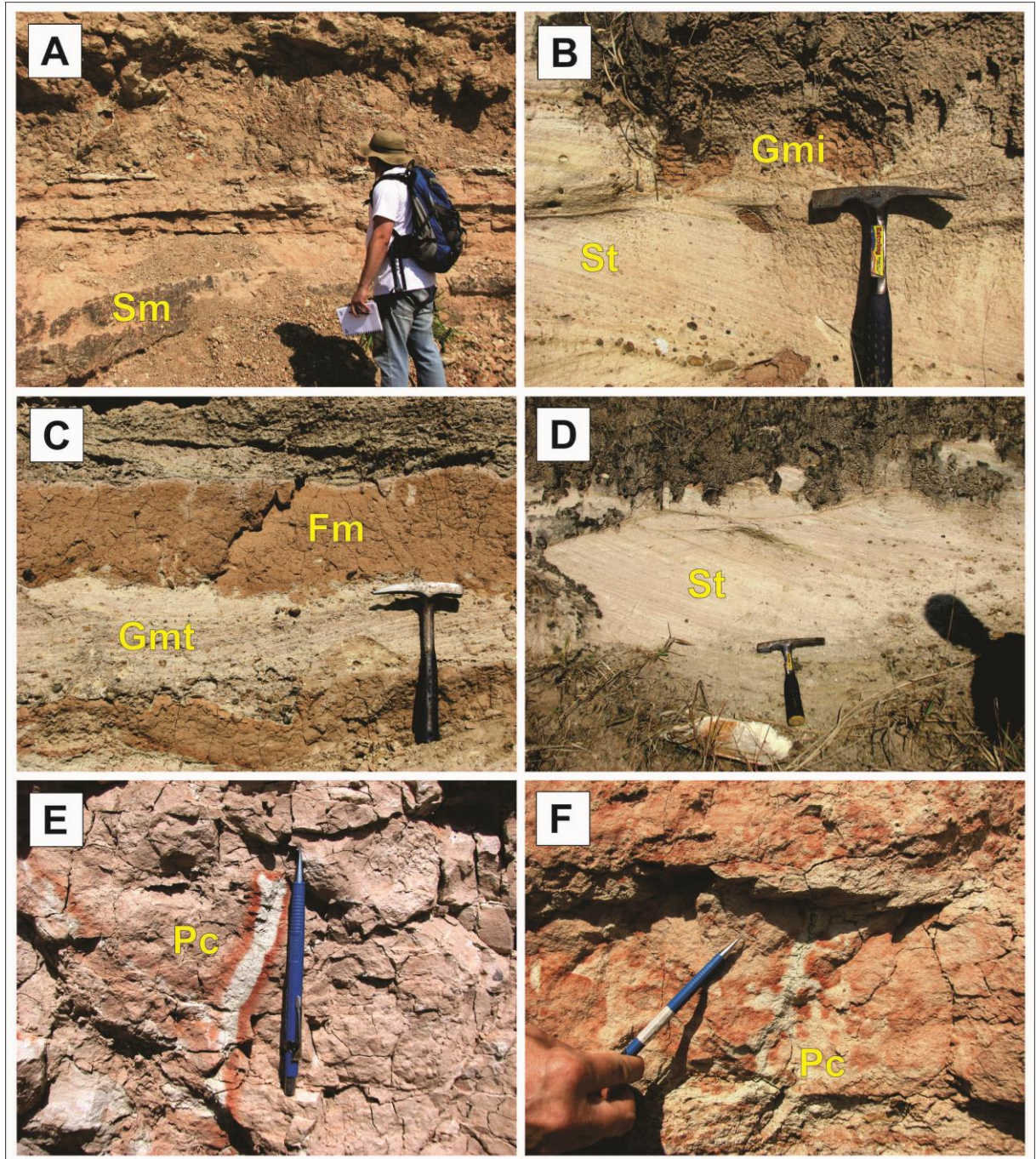


Figura 27. Principais fácies da Seção S10 (Afloramento T): Gmm (conglomerado maciço, matiz-suportado), Gmi (conglomerado intraformacional), Fm (lamito maciço com lentes de arenito), Sm (arenito maciço), St (arenito com estratificação cruzada acanalada) e Pc (paleossolo cálcico). A) Níveis de arenito maciço no perfil; B) Arenito conglomerático estratificado com clastos intraformacionais; C) Alternância de lamitos e conglomerados com cruzadas; D) Arenito com estratificação cruzada acanalada; E) Marcas de raízes com halos de oxirredução (indicando parte de um horizonte B de paleossolo); F) Marca de raiz truncada pela camada (depósito ou horizonte) acima.

Tabela 13. Fácies da Seção S10 (Afloramento T localizado na região de Serra da Galga, município de Uberaba)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	St	Arenito fino a muito grosso (cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas
	Sm	Arenito fino a grosso	Maciça
	Gmt	Conglomerado sustentado por matriz	Estratificações cruzadas acanaladas
G	Gmm	Conglomerado sustentado por matriz	Maciça, gradação incipiente
	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa	Maciça, gradação incipiente a normal
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça, gradação incipiente
F	Fm	Lamito com lentes de arenito	Maciça
P	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura maciça, em blocos, bioturbações, oxidação

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito; G: Conglomerado; F: Lamito; P: Paleossolo

A seção S11 (Tabela 14, Figuras 16 e 28) está localizada entre os municípios de Ponte Alta e Conquista – MG e expõe afloramento com camadas interpretadas como fácies areníticas, conglomeráticas e de paleossolos.

Tabela 14. Fácies da Seção S11 (Afloramento U localizado entre os municípios de Ponte Alta e Conquista)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Stt	Arenito fino a grosso (com ou sem níveis de clastos)	Estratificações cruzadas tangenciais
	St	Arenito fino a muito grosso (com ou sem clastos)	Estratificações cruzadas acanaladas
	Sm	Arenito fino a grosso, com ou sem clastos dispersos	Maciça
G	Gmm	Conglomerado sustentado por matriz	Maciça, gradação incipiente
	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa	Maciça, gradação incipiente a normal
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça, gradação incipiente
P	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura maciça, em blocos, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito; G: Conglomerado; P: Paleossolo

Nas porções sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro (seções A-B e C-D, afloramentos T e U) foi identificado o predomínio de fácies conglomeráticas (orto e paraconglomerado maciços e com estratificações cruzadas) e fácies areníticas (com laminações plano-paralelas e com estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais), com fácies de arenito maciço, de paleossolos cálcicos, conglomerática intraformacional e lamítica subordinadas.

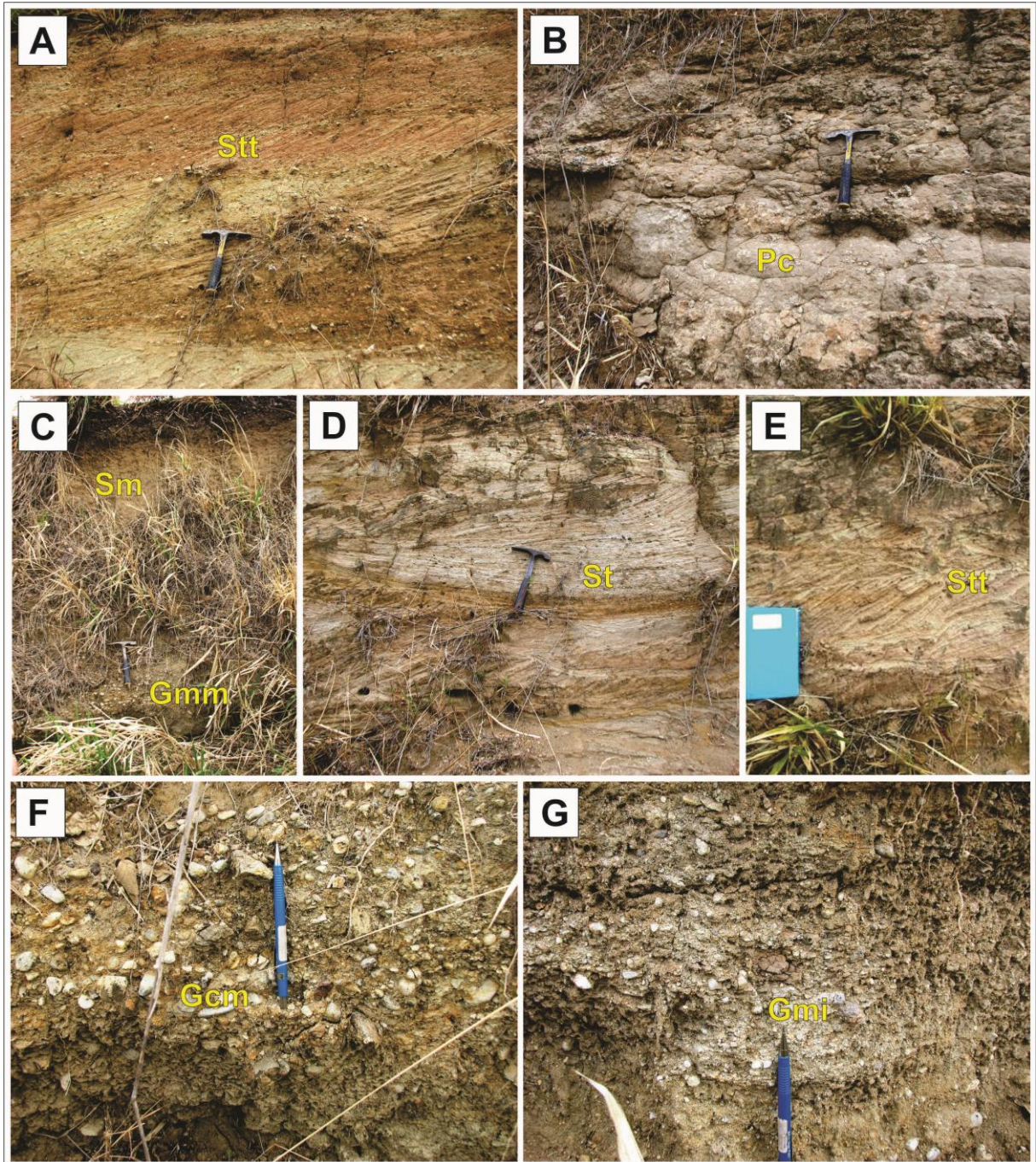


Figura 28. Principais fácies da Seção S11 (Afloramento U): Gmm (conglomerado maciço, matiz-suportado), Gmi (conglomerado intraformacional), St (arenito com estratificação cruzada acanalada), Stt (arenito com estratificação cruzada tangencial) e Pc (paleossolo cálcico). A) Estratificações cruzadas de pequeno a médio porte com níveis de clastos (os clastos estão, em sua maioria, imbricados); B) Paleossolo com muitos nódulos carbonáticos (calcrete); C) Fácies maciça de arenito intercalada com fácies conglomeráticas; D) Arenito com *sets* de cruzadas acanaladas; E) *Sets* de cruzadas tangenciais em arenitos; F) Ortoconglomerado basal (composto por seixos de quartzo, basalto, quartzito); G) Intraclastos.

8.1.2. Fácies das seções centro-oeste do Triângulo Mineiro

Foram descritas três seções: S3 (seção E-F), S4 (seção G-H-I) e S5 (seção J-K).

A seção S3, localizada no município de Gurinhatã – MG (Figura 16), corresponde a afloramento com depósitos de arenito fino a médio, seleção moderada a boa, com estratificações cruzadas de grande porte (Figura 29, Tabela 15).

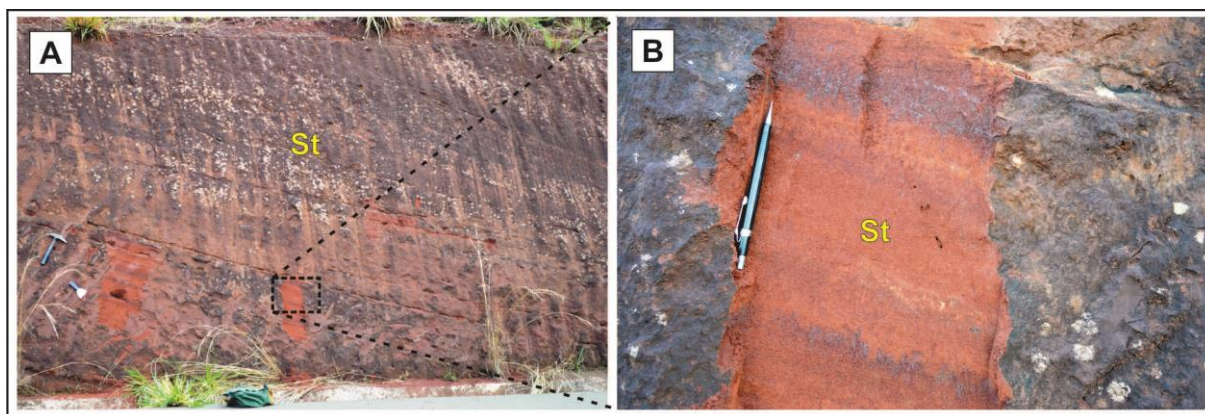


Figura 29. Fácies da Seção S3 (Afloramento E-F): St (arenito fino a médio com estratificações cruzadas de grande porte). A) Visão do afloramento expondo grandes estratificações cruzadas; B) Detalhe do afloramento com *sets* de cruzadas.

Tabela 15. Fácies da Seção S3 (Afloramento E-F localizado no Município de Gurinhatã)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	St	Arenito fino a médio	Estratificações cruzadas de grande porte

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito

A seção S4, localizada na BR 364 (município de Campina Verde), compreende afloramentos com depósitos descritos e interpretados como fácies conglomeráticas, areníticas, lamíticas e de paleossolos (Figura 30, Tabela 16). As fácies conglomeráticas são dominadas por conglomerados intraformacionais e paraconglomerados. As fácies areníticas possuem estratificações cruzadas de pequeno a grande porte, fantasmas de laminações plano-pararelas e estruturas maciças. Lamitos com lentes de arenitos intercalados entre os conglomerados e arenitos correspondem às fácies lamíticas. Os paleossolos possuem estruturas maciças, laminares, em blocos e prismáticas, horizontes definidos, nódulos carbonáticos e bioturbações. Os paleossolos foram divididos entre aqueles que possuem alta cimentação carbonática (Pc) e os que possuem cimentação carbonática, feições de oxirredução e de revestimentos de argilas com ferro (Pf).

A seção S5 (Figura 16) está localizada no Km 126 da BR 364, entre as cidades de Comendador Gomes e Campina Verde. Os afloramentos da seção expõem arenitos e

conglomerados intercalados com paleossolos. As fácies areníticas possuem estruturas maciças (Sm) e estratificações cruzadas acanaladas (St), com estruturas de laminações plano-paralelas (Sh) subordinadas (Figura 31, Tabela 17). As fácies conglomeráticas compreendem ortoconglomerados (Gcm), paraconglomerados (Gmm) e conglomerados intraformacionais (Gmi) (Figura 31, Tabela 17). Fácies lamíticas (Fm) são comuns, geralmente intercaladas às fácies areníticas e conglomeráticas. Os paleossolos possuem estruturas maciças, laminares, em blocos e prismáticas, horizontes definidos, nódulos carbonáticos e bioturbações. Os paleossolos foram também divididos entre aqueles que possuem alta cimentação carbonática (Pc) e os que possuem cimentação carbonática, feições de oxirredução e de revestimentos de argilas com ferro (Pf) (Figura 31, Tabela 17).

Tabela 16. Fácies da Seção S4 (Afloramentos G-H-I localizados no Município de Campina Verde)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm	Arenito fino a grosso, com ou sem clastos dispersos	Maciça
	Sh	Arenito fino a médio	Fantasma de laminação plano-paralela
	St	Arenito fino a muito grosso (com ou sem clastos)	Fantasma de estratificações cruzadas de pequeno a médio porte
	St	Arenito fino a médio	Estratificações cruzadas de grande porte
G	Gmm	Conglomerado sustentado por matriz	Maciça, gradação incipiente
	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa	Maciça
F	Fm	Lamito com lentes de arenito	Maciça
	Fl	Lamito	Fantasma de laminação fina
P	Pf	Paleossolo cálcico com revestimento de ferro	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas prismáticas, oxirredução; bioturbações
	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura em blocos, laminar, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; **S:** Arenito; **G:** Conglomerado; **F:** Lamito; **P:** Paleossolo

Nas porções centro-oeste do Triângulo Mineiro (seções E-F, G-H-I e J-K) foi identificado o predomínio de fácies conglomeráticas (orto e paraconglomerados maciços e conglomerados intraformacionais fortemente cimentados), fácies areníticas (com estruturas maciças, laminações plano-paralelas e com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte parcialmente preservadas, e estratificações cruzadas de grande porte), fácies lamíticas em forma de lentes e paleossolos com variados estágios de cimentação carbonática e com feições argílicas (Pc e Pf).

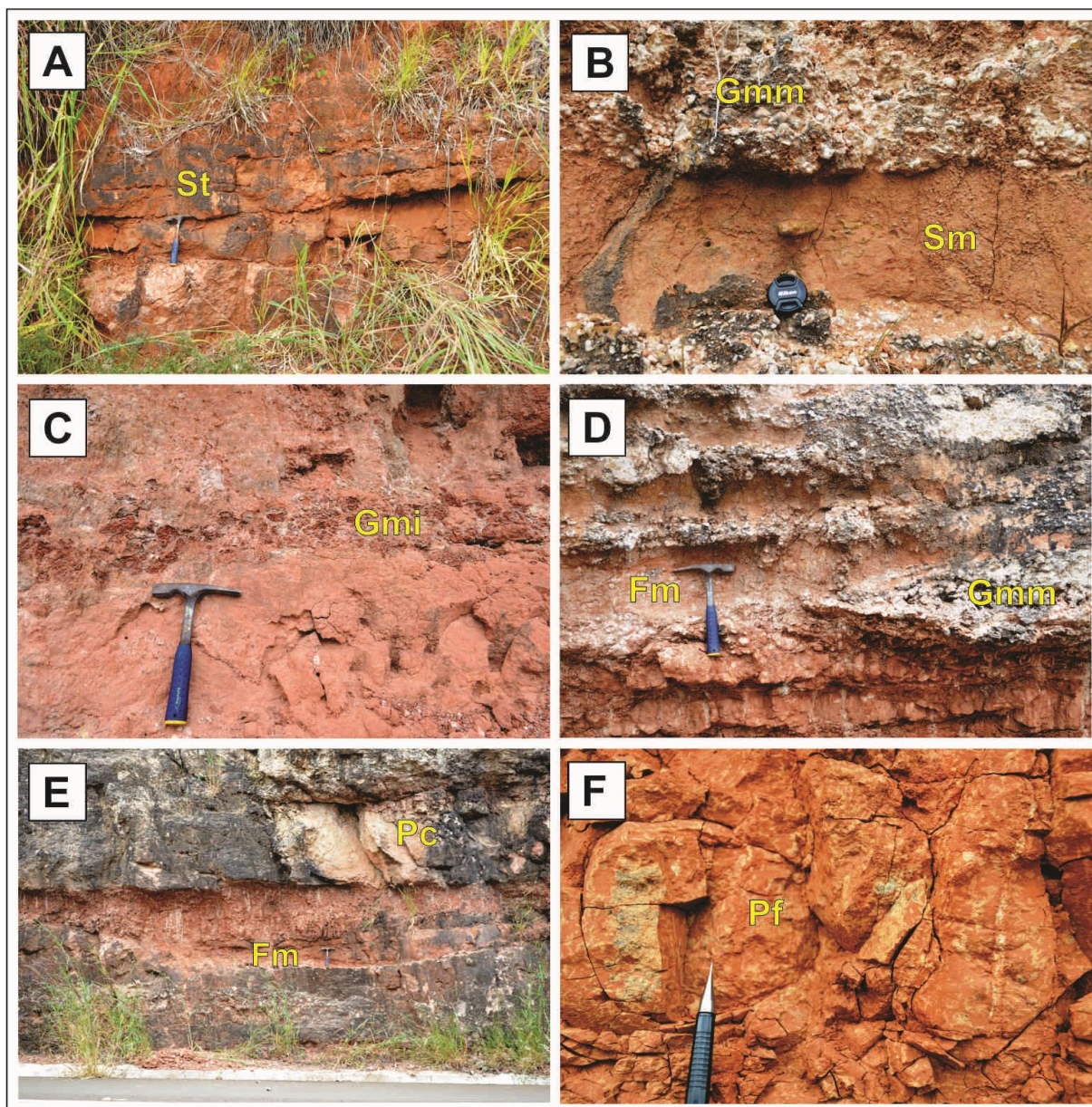


Figura 30. Principais fácies da Seção S4 (seção G-H-I). A) St (arenito fino a médio com estratificações cruzadas de grande porte pouco preservadas) acima do calcrete; B) Arenito maciço (Sm) intercalado com paraconglomerado maciço (Gmm); C) Conglomerado intraformacional (Gmi) composto principalmente por clastos de argila e nódulos carbonático; D) Lentes de lamitos (Fm) intercalados entre os paraconglomerados (Gmm), arenitos e paleossolos; E) Arquitetura de um paleocanal preservado, preenchido por depósitos pedogeneizados e lentes de lamitos na parte inferior (Fm) fracamente cimentados por carbonatos. A porção acima do paleocanal compreende paleossolo cálcico (Pc) fortemente cimentado por CaCO_3 ; F) Paleossolo com intensas feições de bioturbação e cerosidade (Pf).

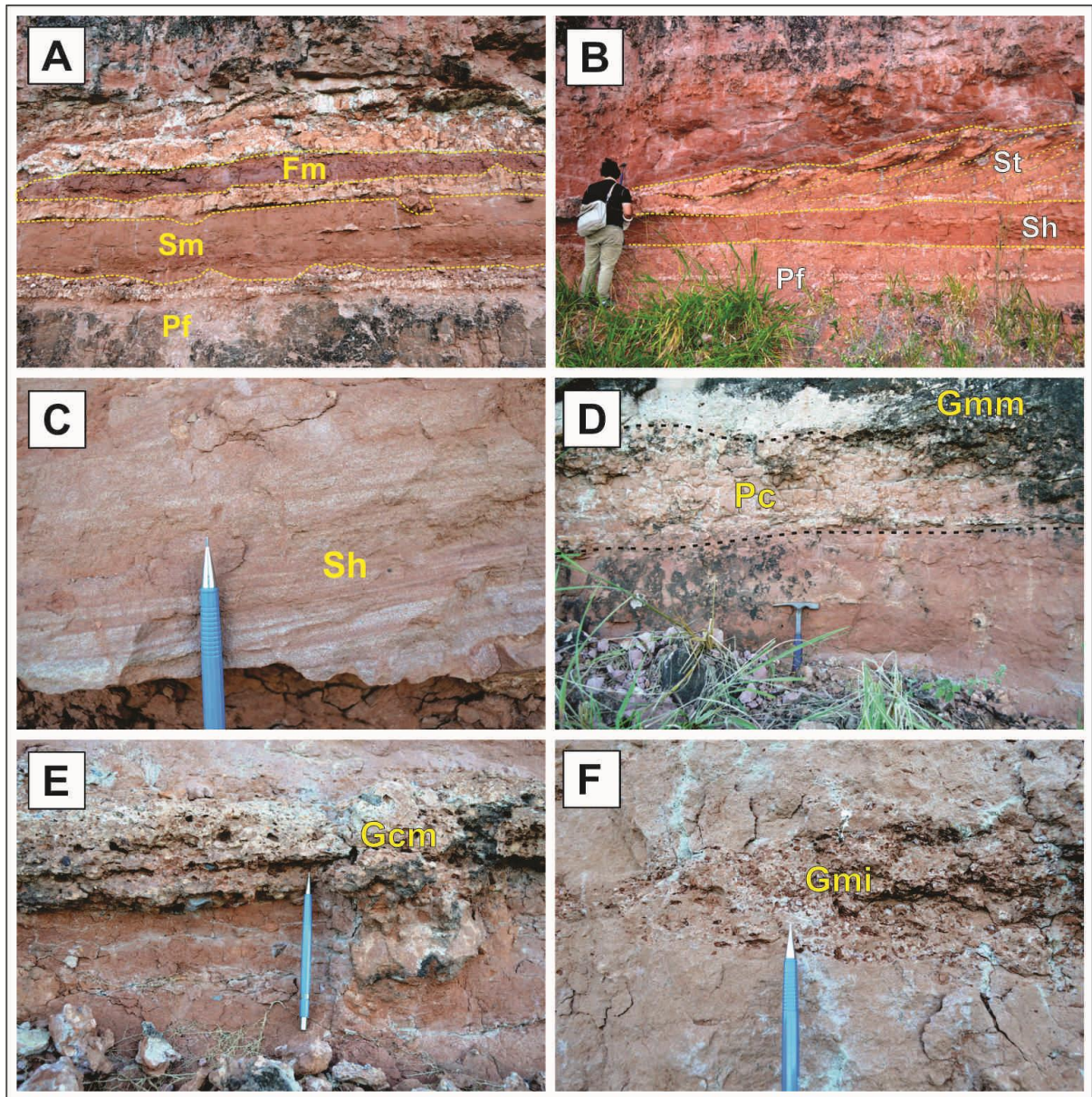


Figura 31. Principais fácies da Seção S5 (seção J-K). A) Lentes de lamitos (Fm) intercalados nas fácies areníticas com estratificações cruzadas e estruturas maciças (Sm). A porção inferior evidencia horizonte de paleossolo (Pf); B) Arenitos com laminações plano-paralelas pouco preservadas (Sh) e com estratificações cruzadas acanaladas (St). Sob o arenito com laminação plano-paralela está exposto horizonte de paleossolo (Pf); C) Detalhe das laminações plano-paralelas do arenito (Sh); D) Paleossolo cálcico (Pc) abaixo do paraconglomerado maciço (Gmm); E) Ortoconglomerado (Gcm) pouco comum na seção S5; F) Conglomerado intraformacional (Gmi) composto principalmente por clastos de argila e nódulos carbonáticos.

Tabela 17. Fácies da Seção S5 (Afloramento J-K localizado no Município de Campina Verde)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm	Arenito com ou sem clastos dispersos	Maciça
	Sh	Arenito com ou sem clastos	Laminação plano-paralela
	St	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada acanalada
G	Gmm	Conglomerado sustentado por matriz	Maciça
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça
	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa	Maciça, gradação incipiente a normal
F	Fm	Lamito com lentes de arenito	Maciça
P	Pf	Paleossolo cálcico com revestimento de ferro	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas prismáticas, cerosidade; bioturbações
	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura em blocos, laminar, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito; G: Conglomerado; F: Lamito; P: Paleossolo

8.1.3. Fácies das seções oeste do Estado de São Paulo

Foram descritas quatro seções: S6 (seção L-M), S7 (seção N-O), S8 (seção P-Q) e S9 (seção R-S).

A seção S6, localizada na rodovia SP-294 entre os municípios de Pompéia e Quintana e próximo ao trevo de Borá (Figura 16), expõe camadas descritas e interpretadas como fácies areníticas, conglomeráticas, lamíticas e de paleossolos (Figura 32, Tabela 18).

A fácies arenítica é constituída por arenitos finos a médios, ora grossos, de coloração bege a rosa, mosqueada, frequentemente maciços (Fácies Sm), porém, com algumas estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte preservadas (camadas frontais com aproximadamente 1 metro). Os litossomas arenosos encontram-se muito cimentados por carbonato de cálcio, apresentando geometrias lenticulares, por vezes irregulares, amalgamadas, com espessuras que variam de 30 a 100 centímetros, comprimentos de dezenas de metros. Seus limites são delineados por diferença no grau de cimentação e por variações das fácies.

Conglomerados maciços sustentados por clastos (Fácies Gcm) e por matriz (Fácies Gmm) ocorrem formando corpos lenticulares irregulares com base côncava, com espessuras que variam de 10 a 70 centímetros. Esses apresentam coloração vermelha, matriz lamítica, seixos arredondados de quartzo com diâmetros médio de 3 centímetros. Em toda seção, esses corpos estão associados à base dos arenitos com passagem gradacional em ciclos granodecrescentes ascendentes. Em sua maior parte, os clastos são de argila e nódulos retrabalhados de carbonato de cálcio, sendo comum a presença de fragmentos de arenito, quartzo, quartzito e gnaiss.

As fácies lamíticas (Fm) ocorrem como lentes intercaladas nas fácies areníticas e, subordinadamente intercaladas com conglomerados e arenitos.

Os paleossolos possuem variados estágios de cimentação carbonática e diversidade de pedofeições, compreendendo paleossolos argílicos (Pf) e cálcicos (Pc).

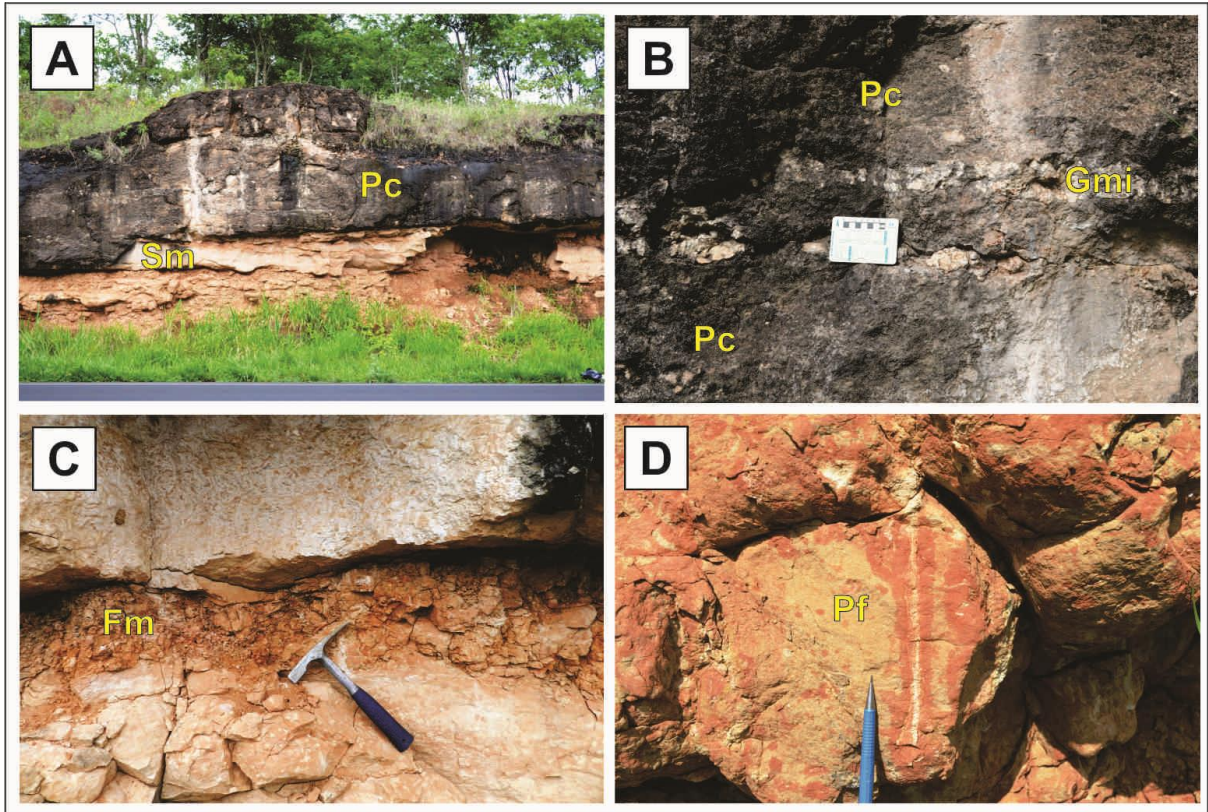


Figura 32. Principais fácies da Seção S6 (seção L-M). A) Estrutura maciça de arenito parcialmente preservada (Sm) sob horizontes de paleossolos cálcicos (Pc); B) Conglomerado intraformacional (Gmi) intercalado com horizontes de paleossolos (Pc); C) Lentes de lamito (Fm) intercalado com paleossolos; D) Paleossolo com intensa feições de bioturbação e halos de redução (Pf).

Tabela 18. Fácies da Seção S6 (Afloramento L-M localizado no Município de Borá)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm	Arenito fino a grosso	Maciça
	St	Arenito fino a muito grosso	Estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte
G	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa	Maciça
	Gmm	Conglomerado sustentado por matriz	Maciça
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça
F	Fm	Lamito com lentes de arenito	Maciça
P	Pf	Paleossolo cálcico com revestimento de ferro	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas prismáticas, slickensides, cerosidade; bioturbações
	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura em blocos, laminar, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; **S:** Arenito; **G:** Conglomerado; **F:** Lamito; **P:** Paleossolo

A seção S7, localizada na rodovia SP-294 no município de Garça (Figura 16), expõe afloramentos depósitos descritos e interpretados como fácies areníticas, conglomeráticas e lamíticas, sem estruturas sedimentares preservadas (Figura 33, Tabela 19). Os paleossolos possuem horizontes cálcicos (Pc) e argílicos (Pf).

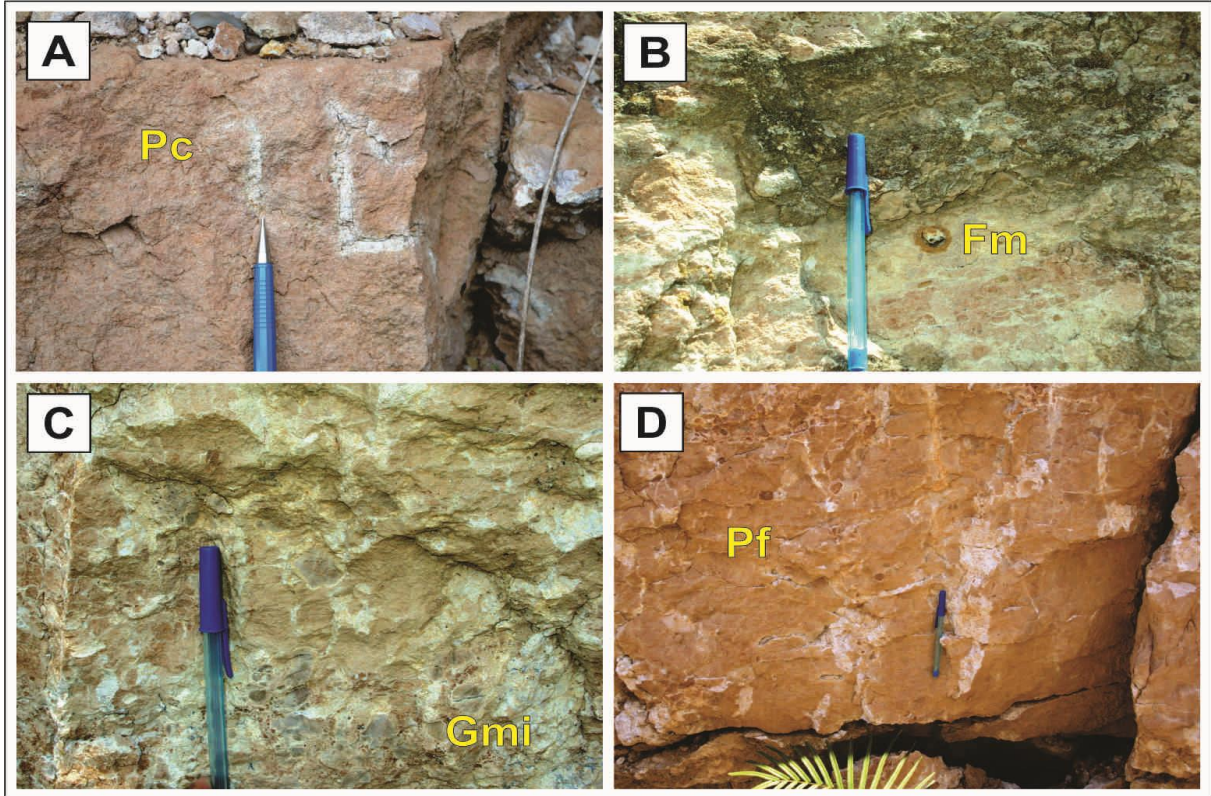


Figura 33. Principais fácies da Seção S7. A) Paleossolo cálcico (Pc); B) Lentes de lamito (Fm); C) Conglomerado intraformacional (Gmi); Paleossolo com horizonte argílico (Pf).

Tabela 19. Fácies da Seção S7 (Afloramento N-O localizado no Município de Garça)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm	Arenito fino a grosso	Maciça
G	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa carbonática (calcrete)	Maciça, gradação incipiente a normal
F	Fm	Lamito com lentes de arenito	Maciça
P	Pf	Paleossolo cálcico com revestimento de ferro	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas prismáticas, bioturbações
	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estrutura laminar, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; **S:** Arenito; **G:** Conglomerado; **F:** Lamito; **P:** Paleossolo

A seção S8, localizada no Km 248 da Rodovia Bauru-Ourinhos (SP 225) no município de Piratininga (Figura 16), apresenta afloramentos com depósitos descritos como fácies de arenito, conglomerática e de paleossolos (Figura 34, Tabela 20).

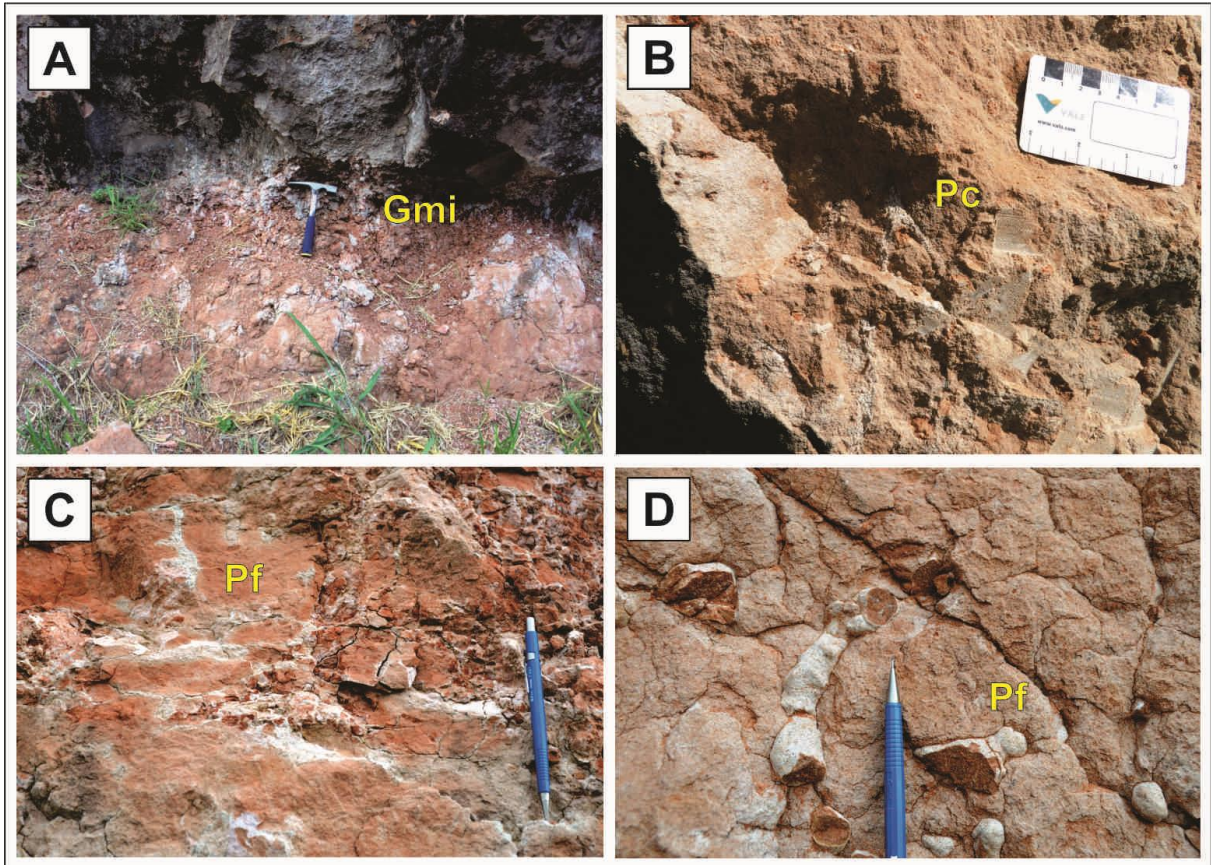


Figura 34. Principais fácies da Seção S8 (seção P-Q). A) Lente de conglomerado intraformacional (Gmi) composto por clastos de argila e nódulos, intercalado a calcretes (paleossolos); B) Horizonte de paleossolos (Pc) composto por calcrete friável; C) Paleossolo com horizonte argílico (Pf) intercalado a lentes conglomeráticas de clastos de argila e nódulos carbonáticos; D) Nódulos no paleossolos com horizonte argílico (Pf).

Tabela 20. Fácies da Seção S8 (Afloramento P-Q localizado no Município de Piratininga)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm, Sh	Arenito fino a muito fino com clastos médios a grossos	Maciça, raramente com laminações plano-paralelas
	Gcm	Conglomerado sustentado por clastos	Maciço, gradação normal
G	Gmi	Conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos sustentado por matriz arenosa carbonática	Maciça, gradação incipiente a normal
	Pf	Paleossolo cálcico com revestimento de ferro	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas prismáticas, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; **S:** Arenito; **G:** Conglomerado; **P:** Paleossolo

A seção S9, localizada na rodovia SP-300 no município de Botucatu (Figura 16), expõe afloramentos com depósitos de arenito, orto e paraconglomerados intensamente alterados pelos processos pedogênicos (Figura 35, Tabela 21).

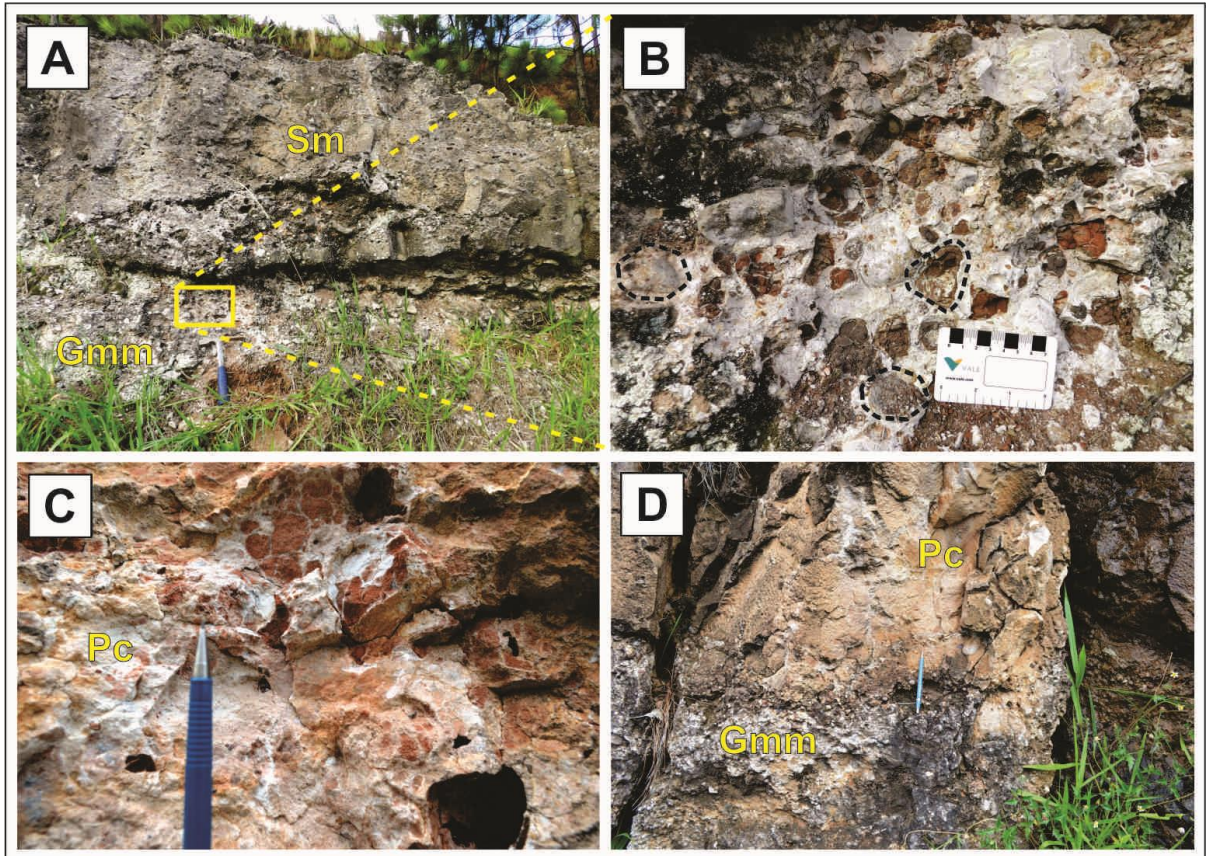


Figura 35. Principais fácies da Seção S9 (seção R-S). A) Fácies de arenito maciço (Sm) sobre paraconglomerado maciço (Gmm); B) Detalhe do conglomerado maciço matriz-suportado, intensamente cimentado por carbonato; C) Paleossolo cálcico (Pc) com estrutura em blocos; D) Paleossolos cálcicos (Pc) sobre paraconglomerado (Gmm) altamente cimentado por CaCO_3 .

Tabela 21. Fácies da Seção S9 (Afloramento R-S localizado no Município de Botucatu)

CF	Código	Fácies	Estruturas
S	Sm	Arenito fino a grosso, arenito conglomerático	Maciça
	Gcm, Gct	Conglomerado sustentado por clastos	Maciça, gradação normal, com pouca estratificação cruzada mal definida
G	Gmm	Lentes de conglomerado intercalado com arenito grosso maciço sustentado por matriz arenosa carbonática	Maciça, aparentemente sem gradação
P	Pc	Paleossolo cálcico	Feições pedogênicas: nódulos, estruturas em blocos, bioturbações

CF: Conjunto de Fácies; S: Arenito; G: Conglomerado; P: Paleossolo

Nas porções oeste do Estado de São Paulo (seções L-M, N-O, P-Q e R-S), arenitos maciços, lamitos, orto e paraconglomerados altamente cimentados, conglomerados intraformacionais e paleossolos foram as principais fácies definidas.

8.2. Elementos arquitetônicos e superfícies hierárquicas

8.2.1. Seções do sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro

A Seção S1 (seção A-B), localizada a 30 km de Quirinópolis, é marcada por quatro superfícies de 4ª ordem, retilíneas ou com suave convexidade para o topo, limitando cinco estratos rochosos com espessuras métricas (Figura 36). Provavelmente indicam migração de um lobo deposicional de leque aluvial.

No interior desses estratos são encontradas muitas superfícies de 3ª ordem com forma côncava para o topo, truncadas no topo pelas superfícies de 4ª ordem. O grande número de superfícies de 3ª ordem indica grande mobilidade dos canais. Dentro dos corpos delimitados pelas superfícies de 3ª ordem observam-se superfícies de 2ª ordem, planas ou com leve inclinação segundo o rumo N 200 em média, que separam as litofácies.

As superfícies de 1ª ordem ocorrem em grande número e são representadas por *foresets* de estratificações cruzadas acanaladas. As medidas do rumo de inclinação desses *foresets* indicam transporte de norte para sul, variando nos quadrantes SE e SW (BATEZELLI, 2003).

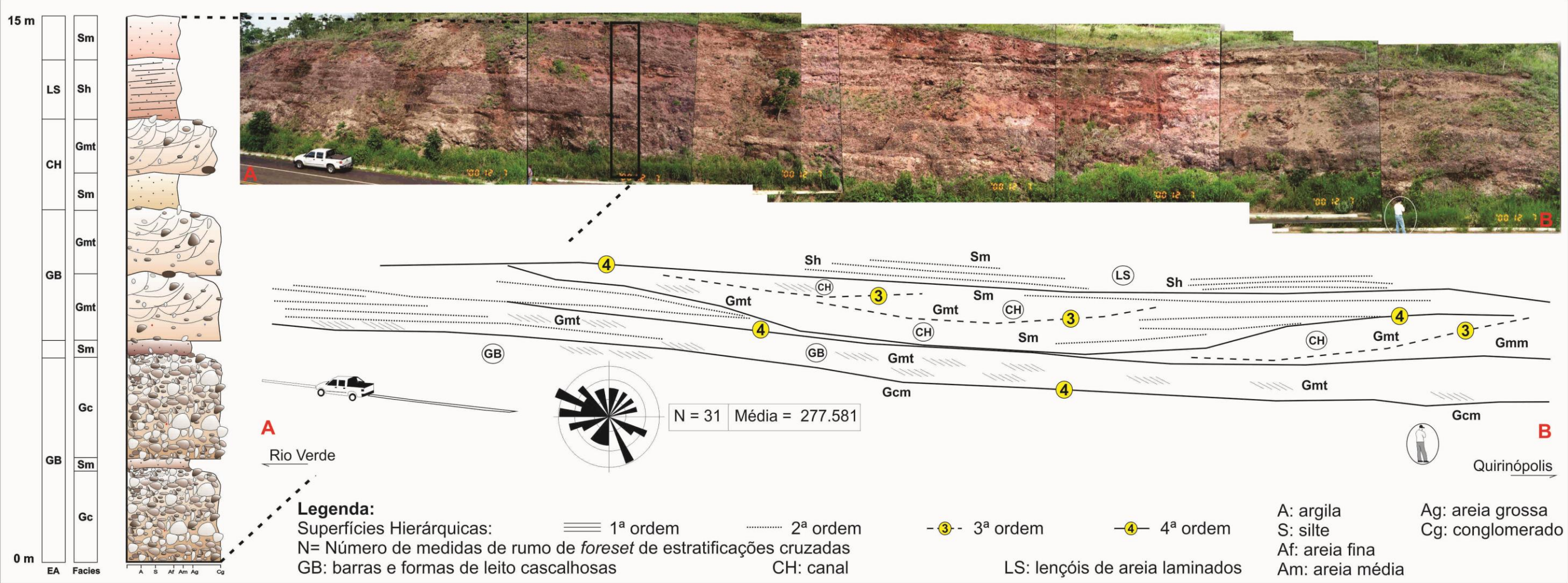


Figura 36. Arquitetura da Seção S1 (Seção A-B) com os principais elementos, fácies e seção colunar representativa do afloramento. A Seção S1 está localizada na Rodovia Quirinópolis - Rio Verde a 38 km de Quirinópolis – GO, com coordenadas geográficas 18° 07' 31" S de Latitude (ϕ) e 50° 28' 45" W de Longitude (λ).
Fonte: modificado de Batezelli (2003).

A Seção S2 (seção C-D), localizada na rodovia Itajá-Caçu a 2 km de Itajá-GO, é marcada principalmente por superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem (Figura 37).

As superfícies de 1ª ordem são representadas por planos de estratificações cruzadas com rumo N 210. As superfícies de 2ª ordem são suavemente inclinadas e delimitam as fácies Gmt, Gmm e Sh (Figura 26).

A Seção S2 apresenta um complexo de multicanais (elemento CH), formado a partir das superfícies de 3ª ordem que se truncam mutuamente. No topo da seção as superfícies de 4ª ordem delimitam macroformas de acréscimo a jusante (DA) com direção N 248.

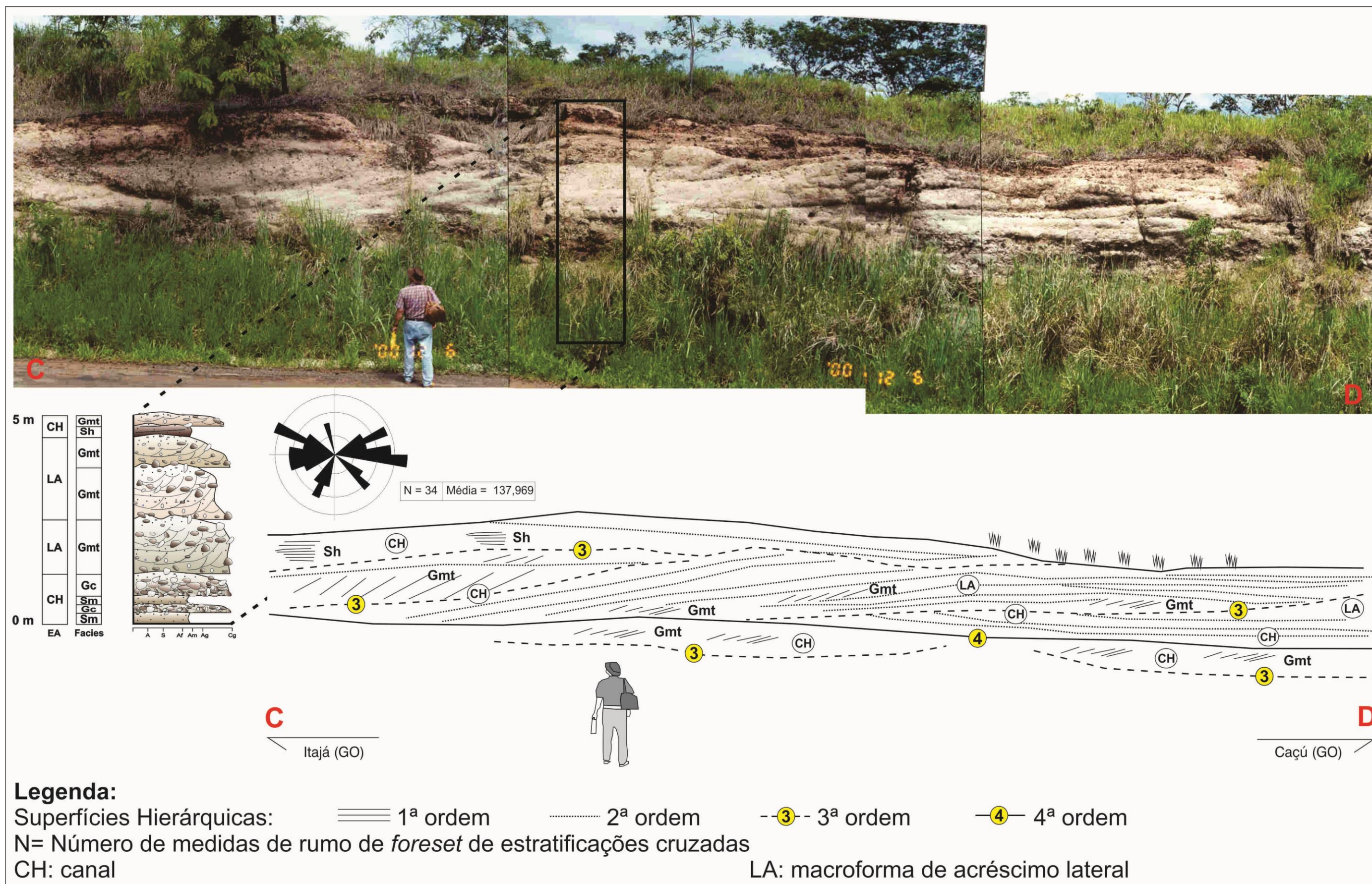


Figura 37. Principais elementos arquitetônicos da Seção S2 com as fácies e seção colunar representativa. A Seção está localizada na rodovia Itajá-Caçu a 2 km de Caçu-GO.
Fonte: modificado de Batezelli (2003).

A seção S10, localizada na região da Serra da Galga no município de Uberaba – MG (Km 153 da BR 050), expõe afloramento com fácies conglomeráticas, de arenito com cruzadas, de lamito e de arenito maciço bioturbado, interpretado como paleossolo (Figuras 27 e 38). O afloramento em questão é composto por conglomerados clasto-suportados e matriz-suportados na base, que gradam para intercalações de arenitos e lamitos, e subordinadamente paraconglomerados (Figura 27). O conglomerado clasto-suportado basal é polimítico, com arcabouço de granulometria grânulo a seixo, de baixa esfericidade e arredondamento, composto por clastos de quartzo, arenito, basalto, argilito e quartzito. A matriz é mal selecionada, arenosa de granulometria areia média a grossa e cimentada. Os arenitos têm predominância de grãos de quartzo, são mal selecionados, com granulometria areia fina a grossa, e cimentados. As fácies lamíticas ocorrem intercaladas em lentes às de arenitos e de conglomerados. As estruturas observadas são estratificações cruzadas acanaladas métricas, e níveis de textura maciça que apresentam rizoconcreções. Os níveis maciços e com estruturas pedogênicas correspondem a paleossolos.

O referido afloramento é marcado por superfícies de 1ª, 2ª e 3ª ordem. As superfícies de 1ª ordem são representadas por planos de estratificações cruzadas acanaladas, e as de 2ª ordem são suavemente inclinadas e delimitam as fácies St e Gmt. As superfícies de 3ª ordem limitam os depósitos de fácies Gcm, Gmm, Gmt e St dos depósitos de finos (Fm) intercalados com paleossolos (P) e lentes conglomeráticas (Figura 38).

As litofácies Gcm, Gmm, Gmt foram interpretadas como depósitos de fluxos gravitacionais (elemento SG) e as fácies St foram descritas e interpretadas como depósitos de acreção lateral (elemento LA) (Figura 38). Os sucessivos depósitos de lamitos (Fm), ora contínuos ora intercalados a arenitos e conglomerados, foram interpretados como planícies de inundação e lagoas efêmeras (FF) (Figura 38).

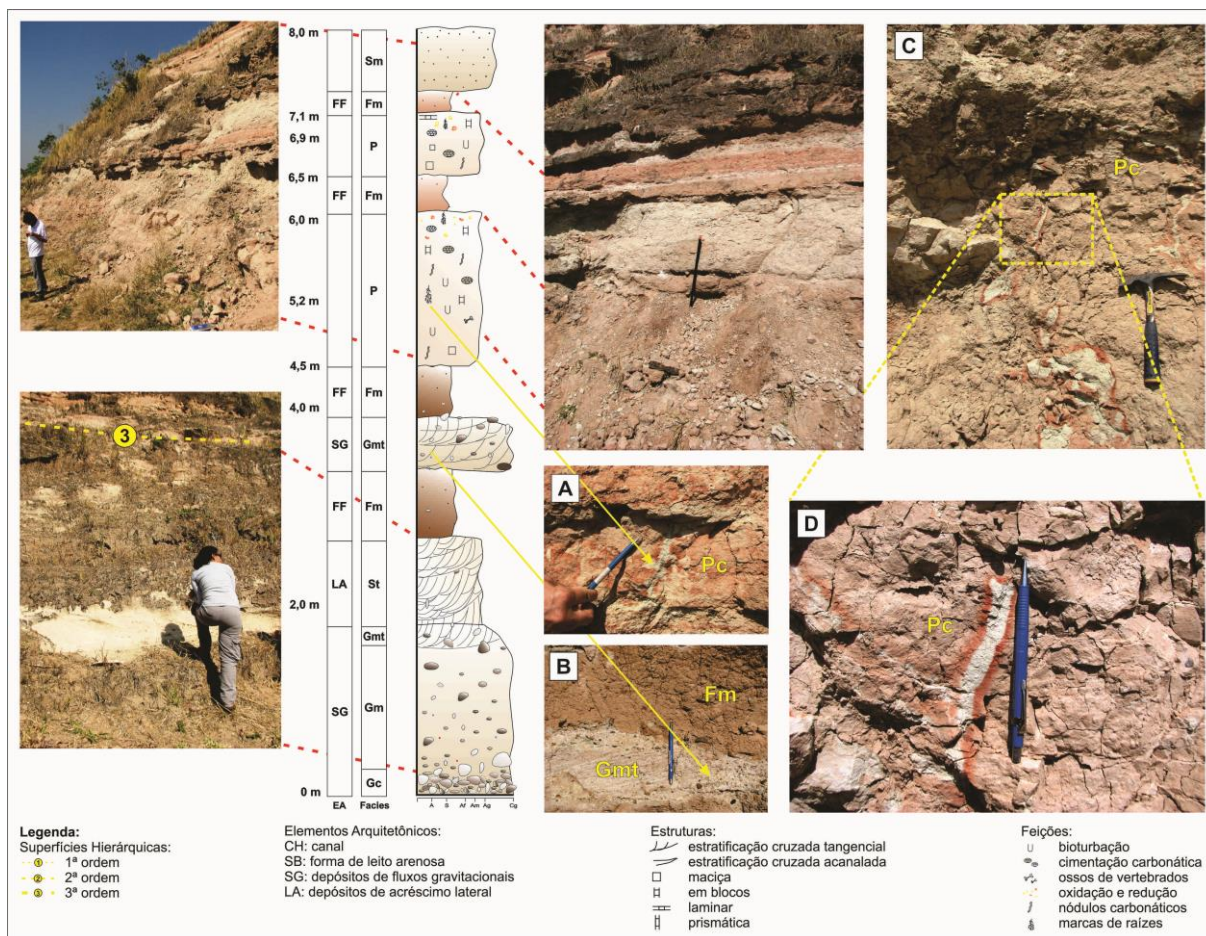


Figura 38. Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos do afloramento S10. A) Paleossolo cálcico (Pc) bastante bioturbado e com halos de oxidação e redução; B) Intercalação de fácies lamíticas (Fm) e conglomerados matriz-suportado estratificado (Gmt); C) Diversidade de feições de oxidação e redução em horizontes de paleossolos cálcicos (Pc); D) Detalhe da bioturbação com halos no horizonte de paleossolo cálcico (Pc). A sobreposição de depósitos intensamente pedogeneizados (P) sobre depósitos com fácies sedimentares preservadas (porção inferior do afloramento) pode indicar rápidos ciclos deposicionais, os quais não possibilitaram o avanço dos processos pedogenéticos sobre os sedimentos preservados (fácies da porção inferior do afloramento).

A Seção S11 (afloramento U), localizado entre as cidades de Ponte Alta e Conquista – MG, expõe afloramento com depósitos conglomeráticos, camadas de arenitos e de paleossolos da base para o topo (Figuras 28 e 39). O afloramento em corte de estrada apresenta intercalação de arenitos e conglomerados fluviais (compostos por seixos de quartzo, basalto e quartzito, com intraclastos de argila) (Figura 28). A principal estrutura sedimentar é estratificação cruzada acanalada e tangencial de tamanho médio. Os níveis de conglomerados são clasto e matriz-suportados com arcabouço arredondado e granulometria que varia de grânulo a seixo, mal selecionados e com gretas de contração. A matriz é predominantemente arenosa. A sequência conglomerática grada ao topo para arenitos com estratificações cruzadas, passando para planares com níveis de calcretes intercalados. Observa-se no topo uma sequência de arenitos de aspecto maciço com planos de estratificações pouco evidentes e

faixa de pequena espessura de nível conglomerático intercalado à camada de arenito. Ao longo do perfil observam-se níveis areníticos com aspecto maciço, estruturas e feições pedogênicas, interpretados como paleossolos.

A referida seção é marcada por superfícies de 1^a, 2^a e 3^a ordem (Figura 39). As superfícies de 1^a ordem são representadas por planos de estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais. As superfícies de 2^a ordem são suavemente inclinadas e delimitam as fácies St, Stt e Gmm. As superfícies de 3^a ordem limitam os depósitos de acreção lateral (elementos LA) compreendido por fácies com estruturas preservadas (St, Stt) e os depósitos intensamente intemperizados representados pelos paleossolos (P).

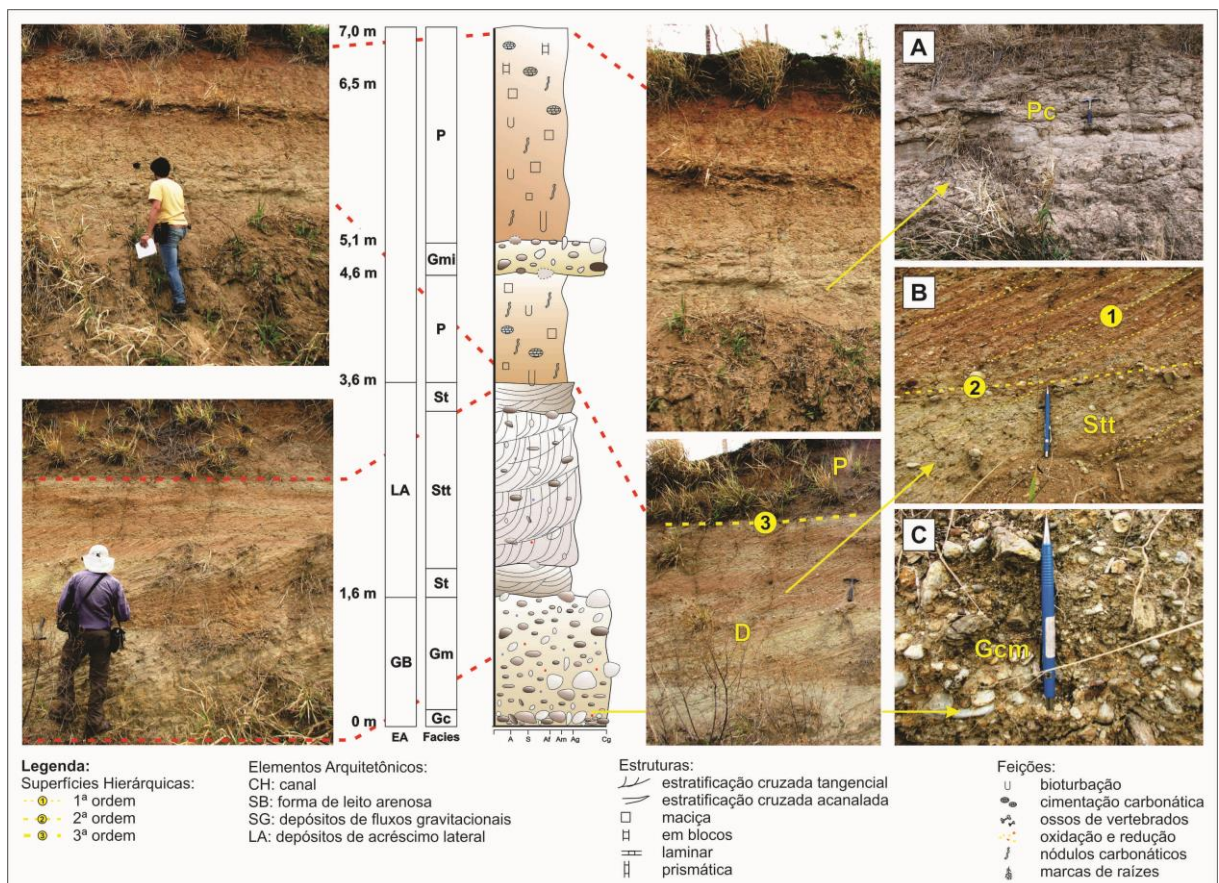


Figura 39. Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos do afloramento S11. A) Paleossolo cálcico (Pc) na porção superior do afloramento; B) Estratificações cruzadas tangenciais (Stt) evidenciando superfícies de primeira (1) e segunda (2) ordem. Os clastos presente apresentam imbricamento; C) Ortoconglomerado maciço (Gcm) na porção inferior do afloramento. A sobreposição de depósitos intensamente pedogeneizados (P) sobre depósitos preservados (D) sugere que houve ciclos deposicionais rápidos não possibilitando o avanço dos processos pedogenéticos sobre os sedimentos preservados.

8.2.2. Seções centro-oeste do Triângulo Mineiro

Três seções da Formação Marília (SAP e PAGO) foram descritas nessa região: S3 (E-F), S4 (G-H-I) e S5 (Seção J-K) (Figura 16).

A seção S3, localizada no município de Gurinhatã – MG (Figura 16), corresponde a afloramento de aproximadamente 6 metros de altura (Figura 40) com depósitos de arenito fino a médio, seleção moderada a boa, com estratificações cruzadas de grande (Figuras 29 e 40, Tabela 15). As cores predominantes dos depósitos variam entre 10R5/3 e 10R5/2 (tons de roxo-avermelhado com porções esbranquiçadas).

As grandes estratificações cruzadas nos afloramentos (fácies St), a seleção moderada a boa dos sedimentos e a presença de ventifactos (Figura 40E) são características típicas de deposição eólica, correspondentes a grandes dunas (elemento SD), tipo *sand sea*.

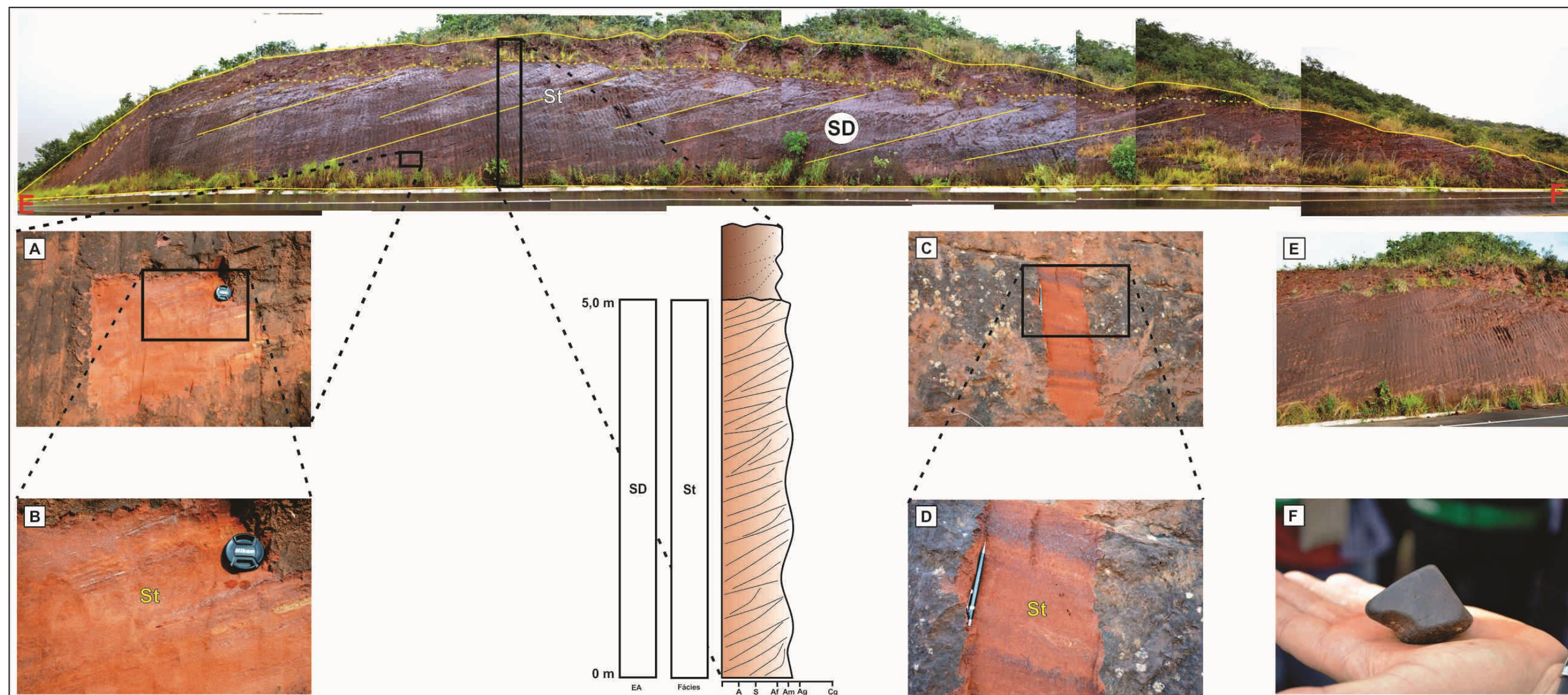


Figura 40. Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos da Seção S3 (E-F), localizada no município de Gurinhatã (BR 364 - coordenadas UTM 644906 mE e 7858592 mN na zona 22K, 643m de altitude). A) Estratificações cruzadas de grande porte nos depósitos de arenito fino a médio; B) Detalhe dos *sets* de cruzadas; C) Porção do afloramento evidenciando a variação nas tonalidades das cores dos depósitos tipo *red beds*; D) Detalhe da fácies St, evidenciando superfícies de 1ª ordem; E) Visão parcial da seção expondo grandes estratificações; F) Ventifacto encontrado nos afloramentos da Seção S4.

A Seção S4 (G-H-I), localizada na BR 364 próximo à cidade de Campina Verde – MG, é marcada por superfícies de 4ª ordem que delimitam elementos arquitetônicos externos ao canal (elementos SD e LV) e limita o canal principal compostos por canais menores (elemento CH) (Figura 41). Depósitos de finos (FF), canais menores (CH) e barras arenosas (SB) amalgamados são limitados por superfícies de 3ª ordem, erosivas em sua totalidade (Figura 41). Batezelli (2010 e 2015) correlacionou esses subsistemas deposicionais a um ambiente de sistema fluvial distributivo dominado por rios entrelaçados.

Embora a geometria dos elementos arquitetônicos ainda esteja bastante preservada, a maioria dos depósitos está intensamente alterada devido aos processos pedogênicos e ao desenvolvimento de paleossolos, intercalados entre as fácies sedimentares parcialmente preservadas (Figuras 30 e 41).

Os depósitos avermelhados da porção basal da Seção S4, interpretados como eólicos (elemento SD), são compostos por arenito fino a médio, seleção moderada a boa e estratificações cruzadas de grande porte (fácies St) parcialmente preservadas.

Depósitos em tons de vermelho claro de arenito fino e lamito, sem estruturas sedimentares preservadas e pedogeneizados, ocorrem sobrepostos e adjacentes aos depósitos eólicos (elemento SD). Esses foram interpretados como deposição de sedimentos na margem do canal durante períodos de extravasamento (elemento LV).

No entanto, a maioria dos depósitos da Seção S4 é composta por fácies de arenito e conglomerados amalgamados, com lentes de lamitos subordinadas, definidos como deposição de canais maiores e menores (elementos CH) e barras arenosas (elemento SB) (Figura 41). Paleossolos (P) com distintos graus de desenvolvimento e cimentação estão intercalados aos depósitos parcialmente preservados (Figura 41). Os depósitos de arenitos intercalados aos conglomerados (com clastos e bioclastos) apresentam estruturas em *finning upward*, o que caracteriza fluxos de alta energia e migração de barras arenosas.

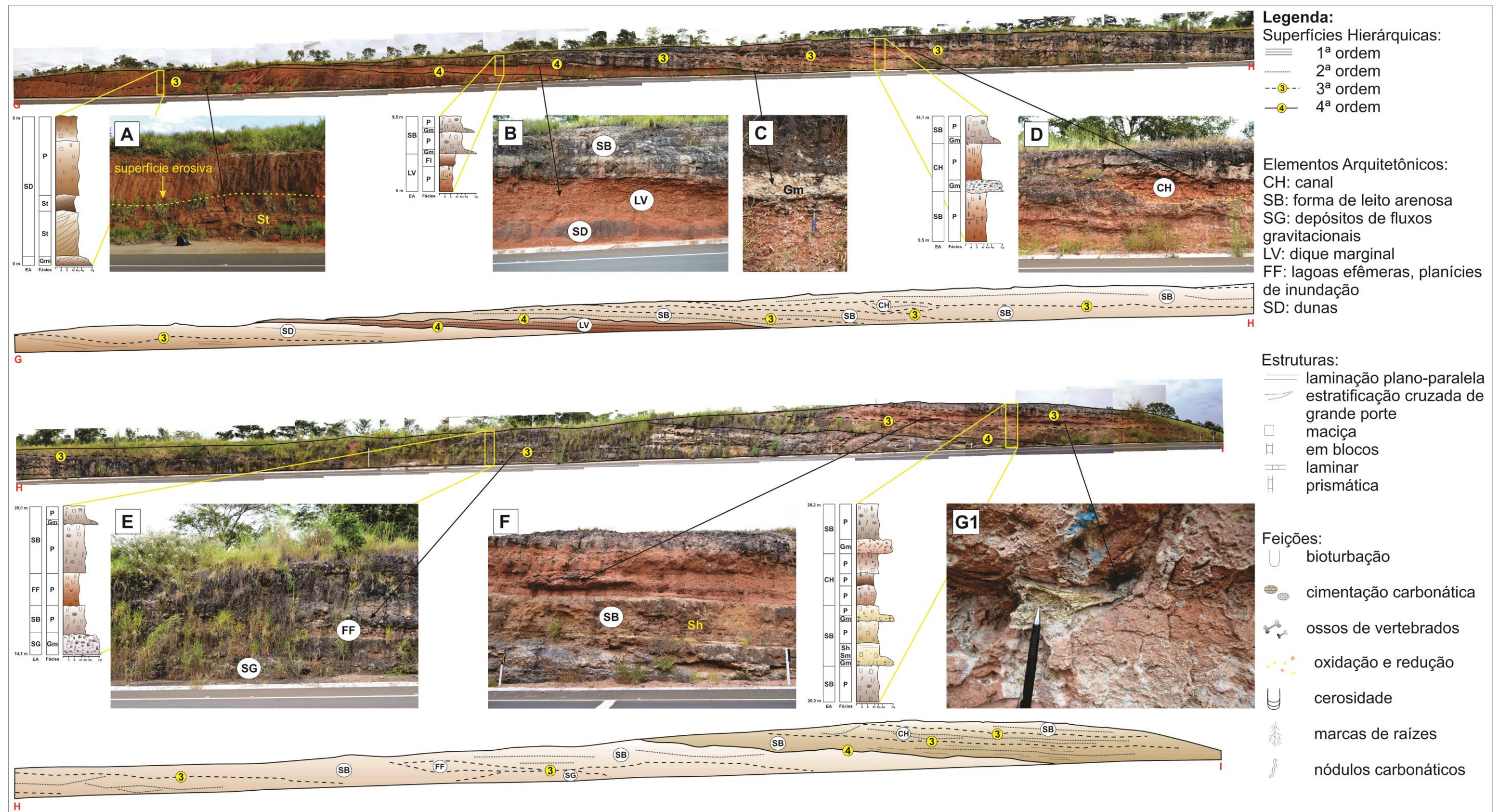


Figura 41. Seção colunar com a relação das fácies e elementos arquitetônicos da Seção S4 (G-H-I), localizada no município de Campina Verde (BR 364 – coordenadas UTM 648999 mE e 7851373 mN na zona 22K, 683m de altitude). A) Porção inferior da Seção S4, evidenciando uma superfície erosiva; B) Visão parcial do afloramento com os principais elementos arquitetônicos (SB, LV, SD); C) Paraconglomerado suportado por matriz arenosa (Gm) comum na Seção; D) Geometria e feição erosiva característica de paleocanais menores (CH); E) Elementos da porção média da Seção S4; F) Porção superior da Seção com fácies de laminações plano-paralelas parcialmente preservadas; G1) Fóssil de vertebrados, comuns na porção superior da S4.

Na Seção S5 (J-K), os depósitos sedimentares são compostos principalmente por fácies arenosas, com porções argilosas e conglomeráticas, com estruturas e características parcialmente obliteradas devido à pedogênese (Figuras 31 e 42). Os conglomerados de forma geral apresentam-se intercalados com as porções areníticas e possuem cerca de 20 cm de espessura. Ciclos granodecrescentes ascendentes são comuns nos perfis referentes à base, assim como lentes conglomeráticas esparsas que podem alcançar até 4 m de extensão, concentradas principalmente nas porções próximas à base, avançando para a porção intermediária. O afloramento possui coloração em tons avermelhados ou rosados. Marcas de raízes com halos de redução são constantes. Genericamente, apresenta cimentação por carbonato de cálcio, alguns com feições de dissolução, além de seixos de clastos carbonáticos e lamíticos esparsos.

Superfícies de 4ª ordem separam o complexo de canais (elemento CH) na porção intermediária das barras arenosas (elemento SB) das porções inferiores e superiores da Seção S5 (Figura 42).

Na porção intermediária há canais menores (elemento CH) e depósitos de finos (elemento FF) subordinados delimitados por superfícies de 3ª ordem (Figura 42). Macroforma de formato côncavo, interpretado como elemento de acréscimo lateral (elemento LA) e também limitado por superfície de 3ª ordem foi observado no canal principal (Figura 42). Fácies de arenito maciço (Sm) e lentes de lamito (Fm) são observados em alguns pontos da porção intermediária. Arenitos com laminações plano-paralelas (Sh) e com cruzadas acanaladas (St) com estruturas parcialmente preservadas são encontradas na porção média da referida seção (Figura 31 e 42).

As camadas de arenito da base e do topo da Seção S5, de granulometria fina a média, intensamente pedogeneizadas e cimentadas por CaCO_3 , foram interpretadas como formas de leito arenosas (elemento SB).

Algumas feições erosivas são observadas nas delimitações do complexo de canais (porção média da S4), referentes a superfícies de reativação (Figura 42).

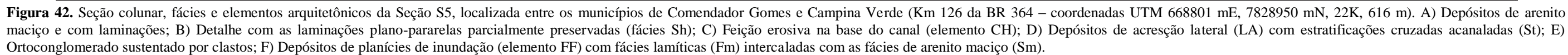


Figura 42. Seção colunar, fácies e elementos arquitetônicos da Seção S5, localizada entre os municípios de Comendador Gomes e Campina Verde (Km 126 da BR 364 – coordenadas UTM 668801 mE, 7828950 mN, 22K, 616 m). A) Depósitos de arenito maciço e com laminações; B) Detalhe com as laminações plano-paralelas parcialmente preservadas (fácies Sh); C) Feição erosiva na base do canal (elemento CH); D) Depósitos de acreção lateral (LA) com estratificações cruzadas acanaladas (St); E) Ortoconglomerado sustentado por clastos; F) Depósitos de planícies de inundação (elemento FF) com fácies lamíticas (Fm) intercaladas com as fácies de arenito maciço (Sm).

8.2.3. Seções oeste do Estado de São Paulo

A Seção S6 (L-M), localizada na rodovia SP-294 entre as cidades de Pompéia e Quintana e próximo ao trevo de Borá, expõe afloramento com depósitos de fácies areníticas (Sm), conglomeráticas (Gcm, Gmm), lamíticas (Fm) e de paleossolos (Pc e Pf) (Figuras 32 e 43).

Nessa Seção, superfícies de 4ª ordem, planas ou com suave convexidade para cima e com caráter erosivo, separam o complexo de canais (elemento CH), na porção intermediária, das formas de leitos arenosas (elemento SB) nas porções basais e superiores do afloramento (Figura 43).

O complexo de canais (elementos CH) da porção média, com aproximadamente 3 metros de espessura, é composto por canais menores, intensamente pedogeneizados, limitados por superfícies de 3ª ordem (Figura 43). Os canais menores (elementos CH) são caracterizados por depósitos avermelhados de lamito (fácies Fm), arenito maciço (Sm), paleossolos (P) e raramente por lentes de conglomerados, constituindo conjuntos de canais, com dezenas de metros, que preenchem o canal maior. Possuem base côncava para cima e forma lenticular e seus litotipos apresentam granodecrescência ascendente.

As porções inferiores e superiores da Seção S6 correspondem aos depósitos esbranquiçados de arenito fino a médio, correspondente a barras arenosas (elemento SB). Esses depósitos estão intensamente pedogeneizados, constituídos por paleossolos (Figura 43).

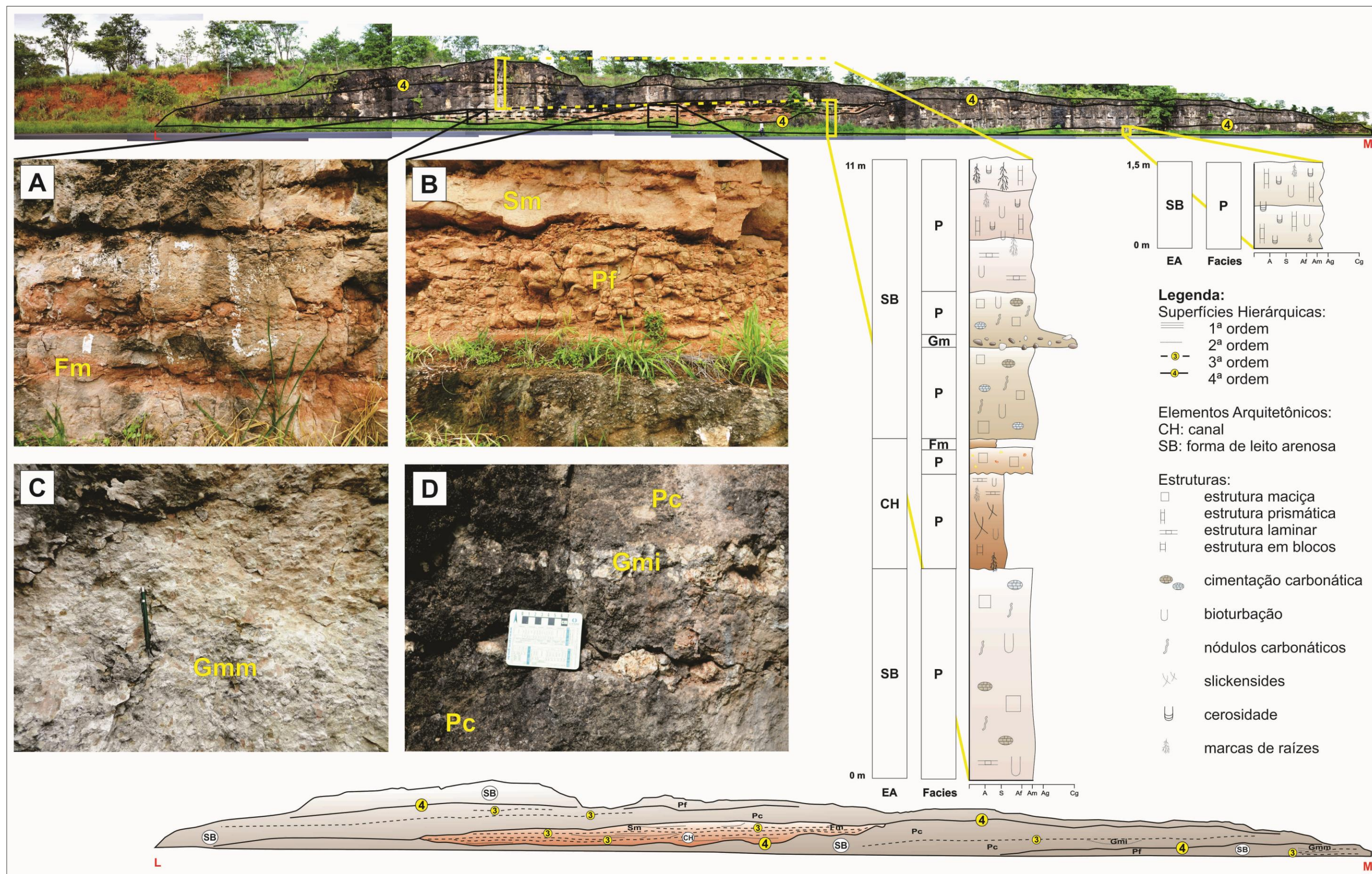


Figura 43. Seção colunar, fácies e elementos da Seção S6, localizada entre os municípios de Pompéia e Quintana, a 800 m do trevo de Borá na rodovia João Ribeiro de Barros (SP-294 - coordenadas UTM 567136 mE, 7560222 mN, 22K, 552 m). A) Fácies lamíticas (Fm) comuns no afloramento; B) Paleossolo (Pf) intercalado a fácies de arenito maciço preservada (Sm) dentro do paleocanal; C) Paraconglomerado matriz-suportado (Gmm); D) Lentas conglomeráticas (Gmi) intercalada a paleossolos (Pc).

A Seção S7, localizada na Rodovia João Ribeiro de Barros (SP 294) no município de Garça, expõe afloramentos com depósitos de fácies areníticas (Sm), lamíticas (Fm), conglomeráticas (Gmm, Gmi) e paleossolos (Pc e Pf) (Figura 33, Tabela 19).

Superfície hierárquica interpretada como de 3ª ordem divide a Seção S7 em dois grandes seguimentos (inferior e superior), delimitando elementos arquitetônicos de depósitos de acreção lateral (LA) (Figura 44).

O seguimento inferior apresenta arenito fino a grosso, avermelhado, com clastos de quartzo e uma lente de conglomerado de até 30 de espessura, composta por clastos subarredondados a subangulosos de quartzo com diâmetro de até 2 cm. É maciço e cimentado por CaCO_3 , com algumas bioturbações verticais. A base desse seguimento é marcada por um conglomerado composto por clastos de quartzo e matriz lamítico-arenosa, com espessura de 11 cm. Na porção média e na base desse seguimento ocorrem lentes de conglomerado intraformacional compostos por clastos de argila, calcretes e nódulos. Depósitos de finos (FF) pouco comuns no seguimento inferior da Seção, associados a litofácies Fm (lamito com lentes de arenito), foi interpretado como depósitos de lagoas efêmeras (Figura 44).

O seguimento superior da Seção S7 é composto por arenito médio a grosso, mal selecionado, grãos subarredondados, maciço, avermelhado. A base desse seguimento é marcada por um conglomerado intraformacional com granodecrescência ascendente de 40 cm, com clastos de argila, calcretes e nódulos. A porção média do seguimento é composta por arenito fino com poucos clastos de granulometria grossa dispersos, de seleção moderada, com muitas bioturbações.

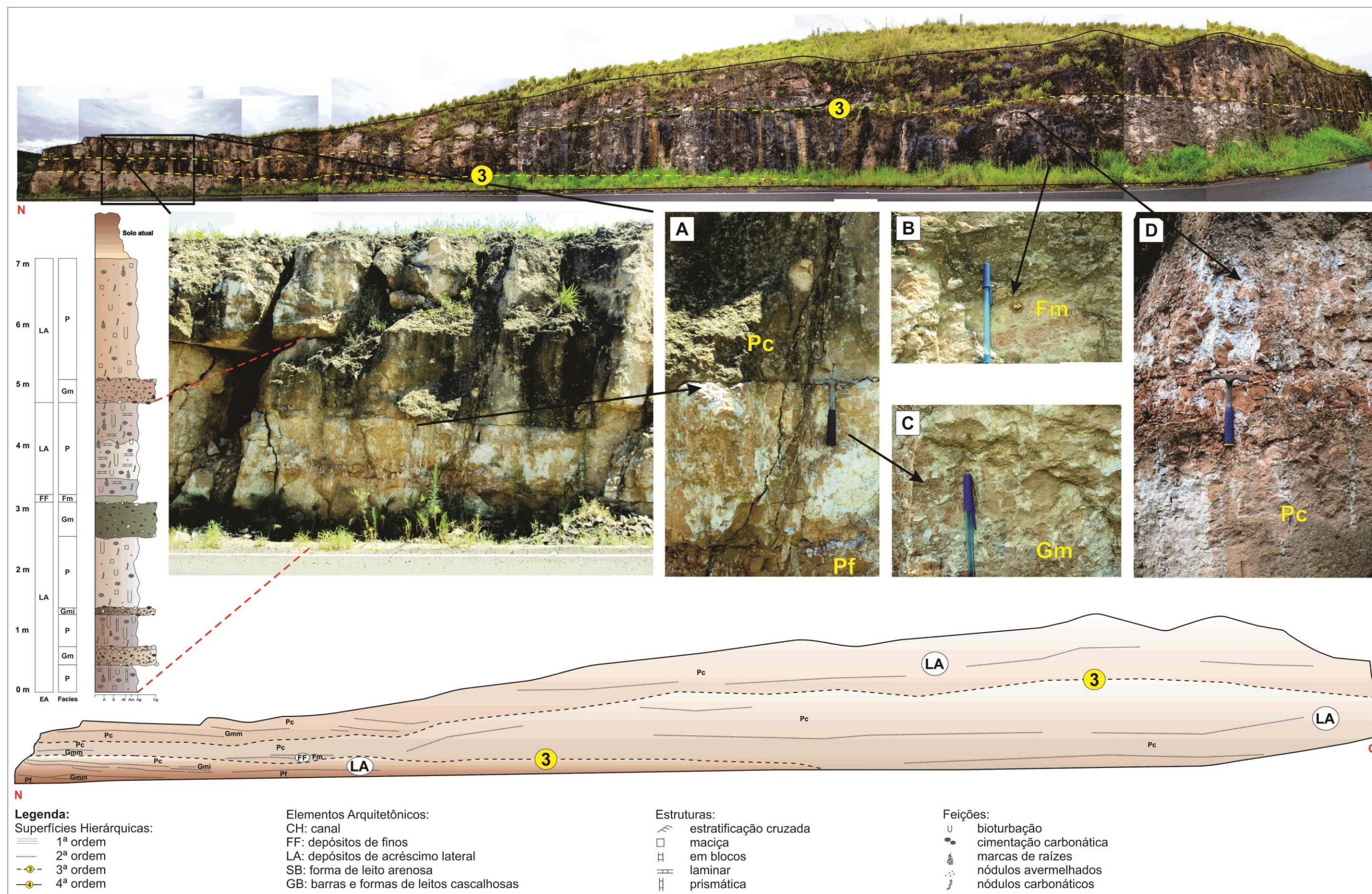


Figura 44. Seção colunar, fácies e elementos da Seção S7 (N-O), localizada na Rodovia João Ribeiro de Barros (SP 294) no município de Garça – SP (coordenadas geográficas com ϕ -22° 13' 46,76058" e λ -49° 40' 21,63706", altitude média de 601 m). A) Visão parcial da Seção S7 exibindo perfis de paleossolos (Pc e Pf); B) Lentes de lamito (fácies Fm) pouco comuns na Seção; C) Paraconglomerado (Gm) pedogeneizado; D) Porção média da Seção com paleossolos cálcicos (Pc).

A Seção S8, localizada no Km 248 da Rodovia Bauru-Ourinhos (SP 225) no município de Piratininga, é marcada por superfícies definidas como de 3ª ordem, que delimitam depósitos de canais (elemento CH) e formas de leitos arenosas (elemento SB) (Figura 45). A Seção é dividida em dois grandes afloramentos: afloramento 1 (compreende a porção média e superior da Seção S8) e afloramento 2 (correspondente à porção basal da Seção S8).

A base do afloramento 1 apresenta conglomerado intraformacional com clastos de argila e nódulos de CaCO_3 . Os arenitos apresentam estrutura maciça, constituindo-se de barra arenosa fina a média (mal-selecionada, composta por clastos de quartzo e argila com diâmetro de até 1 cm). O topo da porção basal do afloramento 1 possui estrutura maciça, textura arenosa média, seleção moderada a boa, grãos subarredondados, com poucos clastos de argila. A posição mediana dessa porção basal corresponde a arenito maciço, textura arenosa fina média, com clastos de quartzo e argila, subarredondados e seleção moderada a boa.

A porção intermediária do afloramento 1 apresenta arenito fino a médio, maciço, boa seleção, de coloração predominantemente marrom com manchas avermelhadas e esbranquiçadas, no topo. A parte mediana dessa porção é composta por arenito fino a grosso, com clastos de quartzo, mal a moderadamente selecionado. Na base dessa porção intermediária há um conglomerado intraformacional.

A porção superior do afloramento 1 possui aproximadamente 12 metros de espessura e apresenta seis ciclos *finning upward* (conglomerado intraformacional para arenito muito fino a médio).

O afloramento 2, com aproximadamente 4,5 metros de altura, expõe arenitos muito finos a finos, com clastos médios a grossos, boa seleção, grãos arredondados a subarredondados, exibindo (em alguns locais), películas de óxidos de ferro. O afloramento possui estrutura maciça e não se observa a divisão em estratos menores. Ao longo do afloramento são encontradas bioturbações preenchidas por sedimentos areno-lamíticos. Na porção basal, algumas bioturbações são preenchidas por calcita.

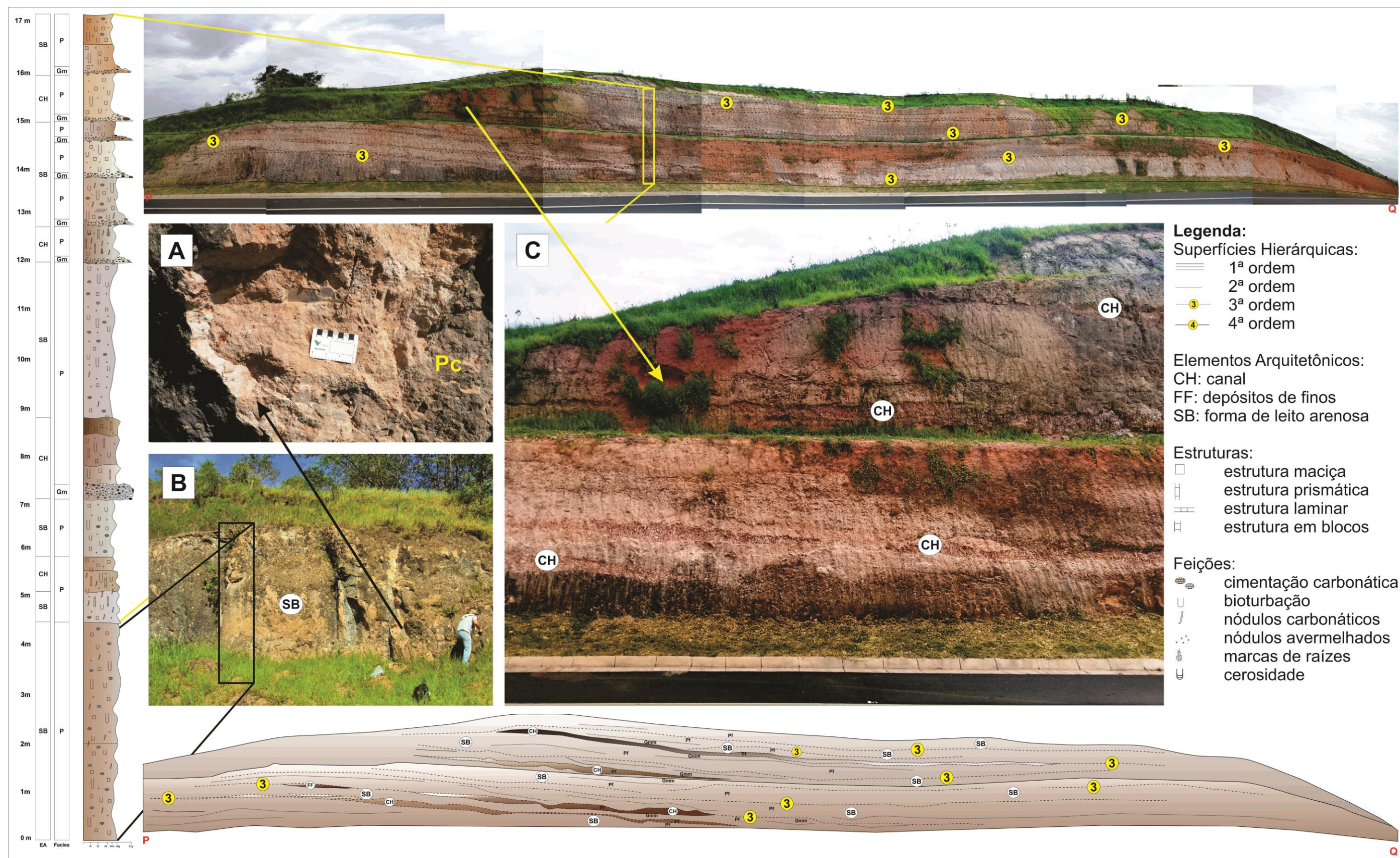


Figura 45. Seção colunar, fácies e elementos da Seção S8 (P-Q), localizada no Km 248 da Rodovia Bauru-Ourinhos (SP 225) no município de Piratininga – SP (coordenadas geográficas de ϕ -22° 26' 13,75552" e de λ -49° 08' 20,72877", 633 m de altitude). A) Paleossolo cálcico (Pc) na base da Seção S8; B) Visão parcial da base da Seção com o elemento arquitetônico identificado (SB); Visão parcial da porção média e superior da Seção S8 mostrando a geometria preservada de pequenos canais (CH) preservados.

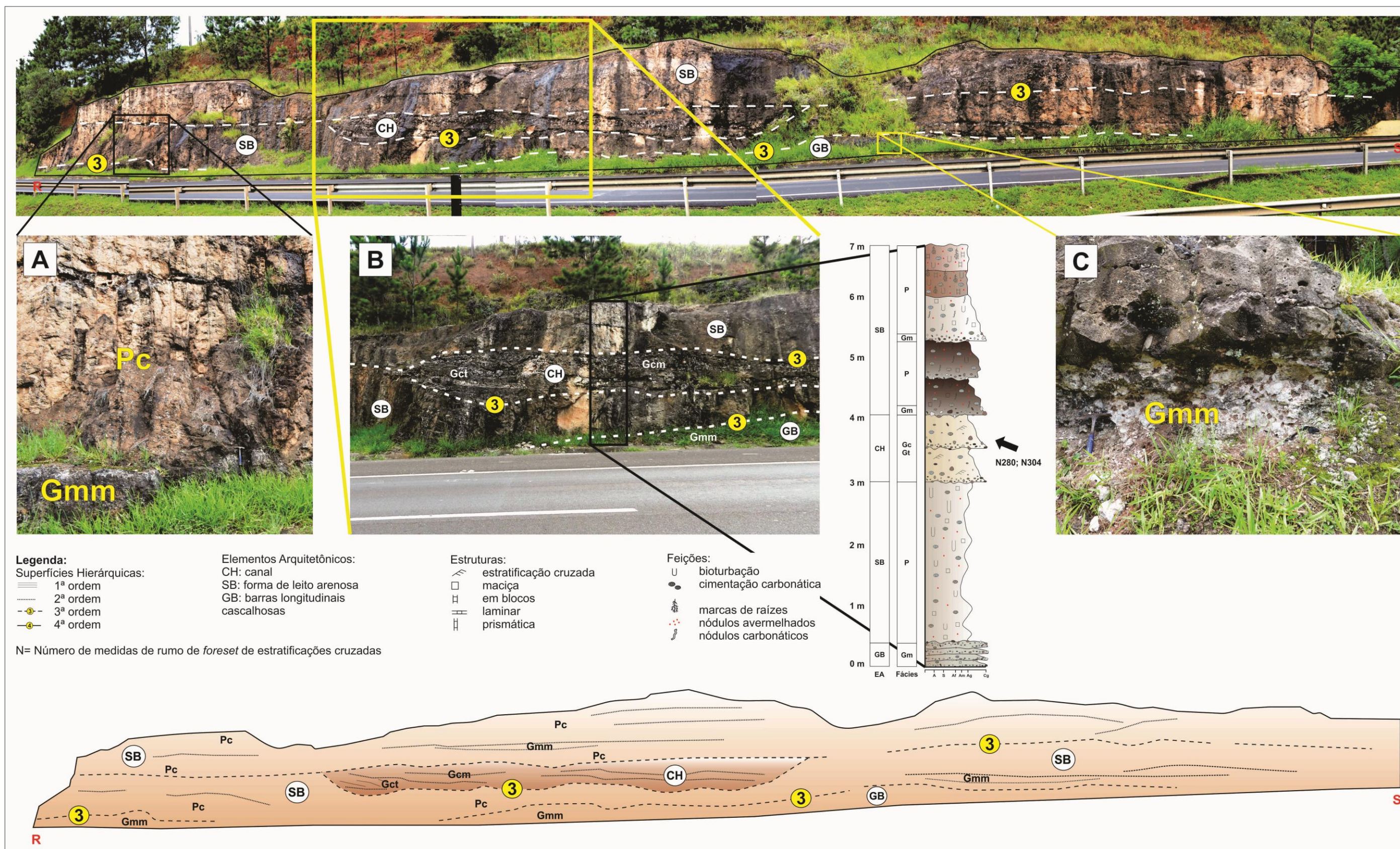
A Seção S9, localizada no Km 252 da Rodovia Marechal Rondon (SP-300) no município de Botucatu, é marcada por superfícies de 3ª ordem que limitam depósitos de canais (elemento CH), depósitos de barras de leito arenosas (elemento SB) e depósitos cascalhosos (elemento GB) (Figura 46). A geometria e arquitetura interna, limitada por superfície erosiva côncava de 3ª ordem (Figura 46) foram as principais evidências utilizadas na definição do elemento canal (CH), que possui as litofácies Gcm e Gct associadas aos depósitos. O depósito de paleocanal apresentou direção N280 e estratificações cruzadas de rumo N304 (indicando macroformas de acréscimo a jusante).

Essa Seção é caracterizada por depósitos com conglomerados no topo e na base, em camadas com ciclos granodecrescentes ascendentes (*finning upward*), e predomínio de arenito maciço na porção média.

Na porção inferior da Seção S9 há lentes de conglomerado maciços (Gm) com espessuras de até 30 cm intercalados com arenito grosso maciçamente cimentado por CaCO_3 . Aparecem clastos diversos, incluindo de basalto alterado. Aparentemente as lentes conglomeráticas não apresentam gradação.

A porção média é constituída por arenito grosso e com cascalhos, maciço, mal selecionado, cimentado e com algumas lâminas sub horizontais de CaCO_3 , além de muitas bioturbações. O topo dessa porção está truncado por depósitos conglomeráticos.

Na porção superior, o arenito é maciço, mal selecionado, subanguloso e composto por grãos de quartzo. A parte mais baixa dessa porção possui estrutura maciça, cimentada por CaCO_3 . Aparecem três camadas com ciclos granodecrescentes ascendentes com aproximadamente 60 cm cada uma. Essas camadas são marcadas na base por conglomerados clasto-sustentados, compostos por grãos arredondados a subangulosos de quartzo, calcilutitos e argila, com diâmetros que variam de 5 mm a 10 cm. As camadas são contínuas com extensão de até 50 metros.



8.3. Paleocorrentes

Indicadores de paleocorrentes são evidências para determinar a polaridade do fluxo no momento em que o sedimento foi depositado, sendo possível definir os paleofluxos. Segundo Nichols (2009), dados de paleofluxos são usados em conjunto com a análise de fácies e estudos de proveniência para fazer reconstruções paleogeográficas.

Em sistemas fluviais, dados de paleocorrentes são uma ajuda muito valiosa para a reconstrução da paleogeografia de depósitos fluviais, podendo ser usados para determinar a localização da área-fonte a partir do qual o sedimento foi derivado ou para indicar a posição da montante de rios (NICHOLS, 2009).

Medidas de paleocorrentes indicativas de fluxos também auxiliam na definição dos padrões de drenagem e na tipologia dos canais fluviais. A tipologia de canais fluviais segundo suas morfologias pode ser retilínea (*straight*), meandrante (*meandering*), anastomosada (*anastomosing*) ou entrelaçada (*braided*) (READING, 1996; NICHOLS, 2009). Segundo Nichols (2009) vários tipos de rios podem ser distinguidos, baseados na morfologia do canal fluvial, que pode ser retilínea, sinuosa (meandrante), ter um ou vários canais (anastomosado) ou ter canais com barras, característica de rios permeados por ilhas (entrelaçados).

Os dados de paleocorrentes da Formação Marília (Figura 47) não permitiram estabelecer padrões de distribuição dos paleofluxos fluviais. Isso sugere intensa dinâmica na paleodrenagem da Formação Marília, conforme constatações feitas por Batezelli et al. (2007) na Bacia Bauru.

Na porção noroeste da Formação Marília (Estados de Goiás e Mato Grosso do Sul), as medidas de paleocorrentes indicam transporte para oeste (medição 1) e para leste (medições 2 e 3) (Figura 47). Na região do Triângulo Mineiro, as paleocorrentes indicaram transportes para sul (medições 5 e 12), sudoeste (medições 4, 8, 11, 14, 15 e 16), noroeste (medição 7), leste (medição 13) e oeste (medição 10), com predomínio para sul/sudoeste. Essas regiões estão mais próximas à Província Alcalina de Goiás e do Soerguimento do Alto Paranaíba (Figura 47).

Nas regiões mais distantes da Província Alcalina de Goiás (PAGO) e do Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP), no sudoeste do Estado de São Paulo, as medições de paleocorrentes indicaram transporte para noroeste (medição 9) e nordeste (medição 6) (Figura 47).

Em medidas de paleocorrentes da Bacia Bauru, Batezelli et al. (2007) identificaram grande dispersão dos vetores médios e oscilação na direção dos fluxos, sugestivo de grande dinâmica fluvial na porção norte e nordeste da Bacia Bauru, durante sua evolução.

No entanto, Batezelli et al. (2007) concluíram que todas essas medidas indicam que a Bacia Bauru foi preenchida por fluxos que vieram de duas regiões: uma a norte na Província Alcalina de Goiás e outra a nordeste na região do Soerguimento do Alto Paranaíba.

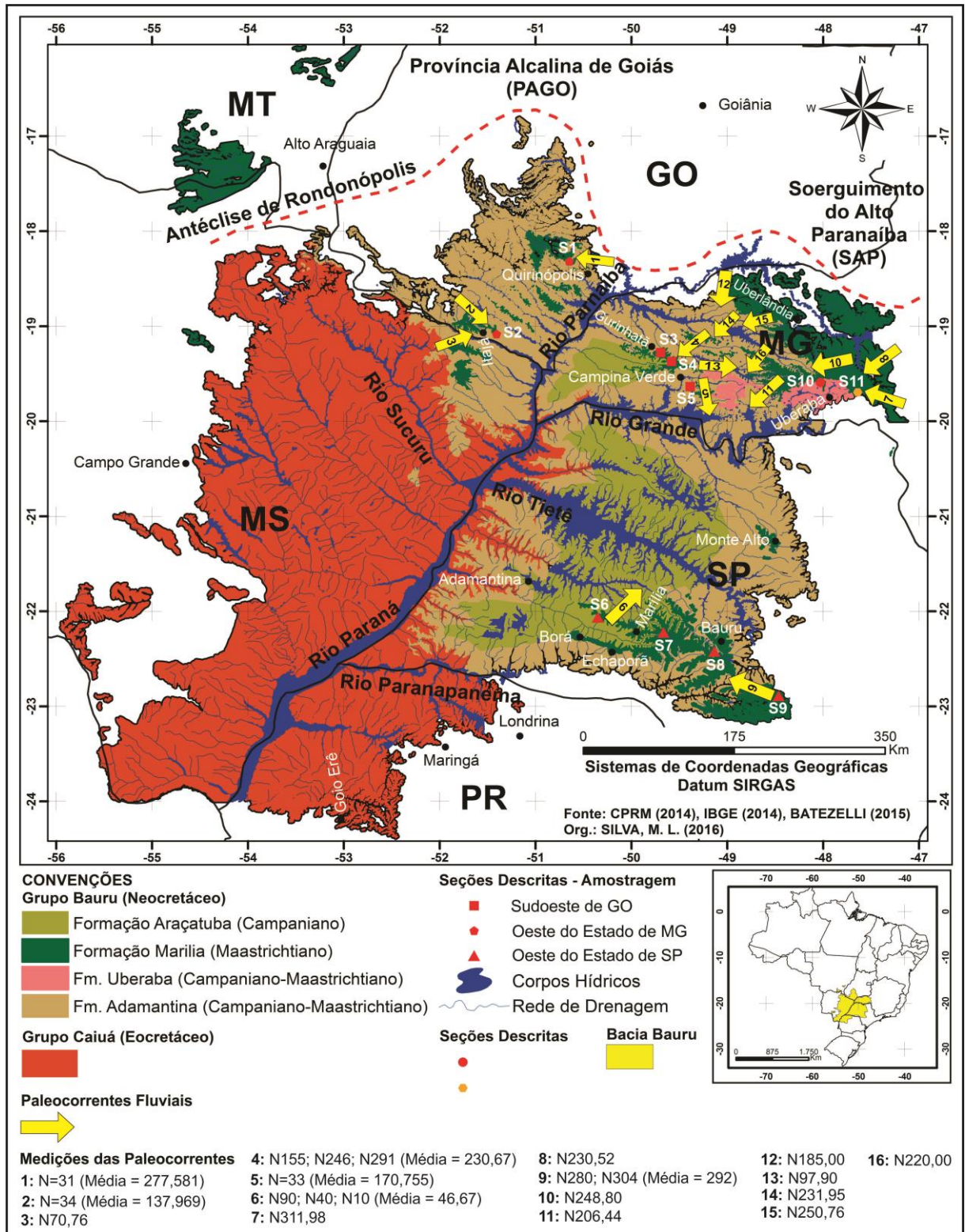


Figura 47. Mapa de paleocorrentes da Formação Marília

Fonte: medidas de campo e adaptações de Batezelli et al. (2007).

8.4. Caracterização macromorfológica dos paleossolos

Na Formação Marília, os perfis descritos e interpretados como paleossolos apresentaram horizontes cálcicos (Ck e Bk), argílicos (Btk, Bt e Bss) e hidromórficos (Cg) (Figura 48). Esses horizontes caracterizam-se por apresentarem concentração de carbonatos (Ck e Bk), iluviação de argila (Bt), superfícies de fricção ou *slickensides* (Bss) e mosqueamentos (Cg).

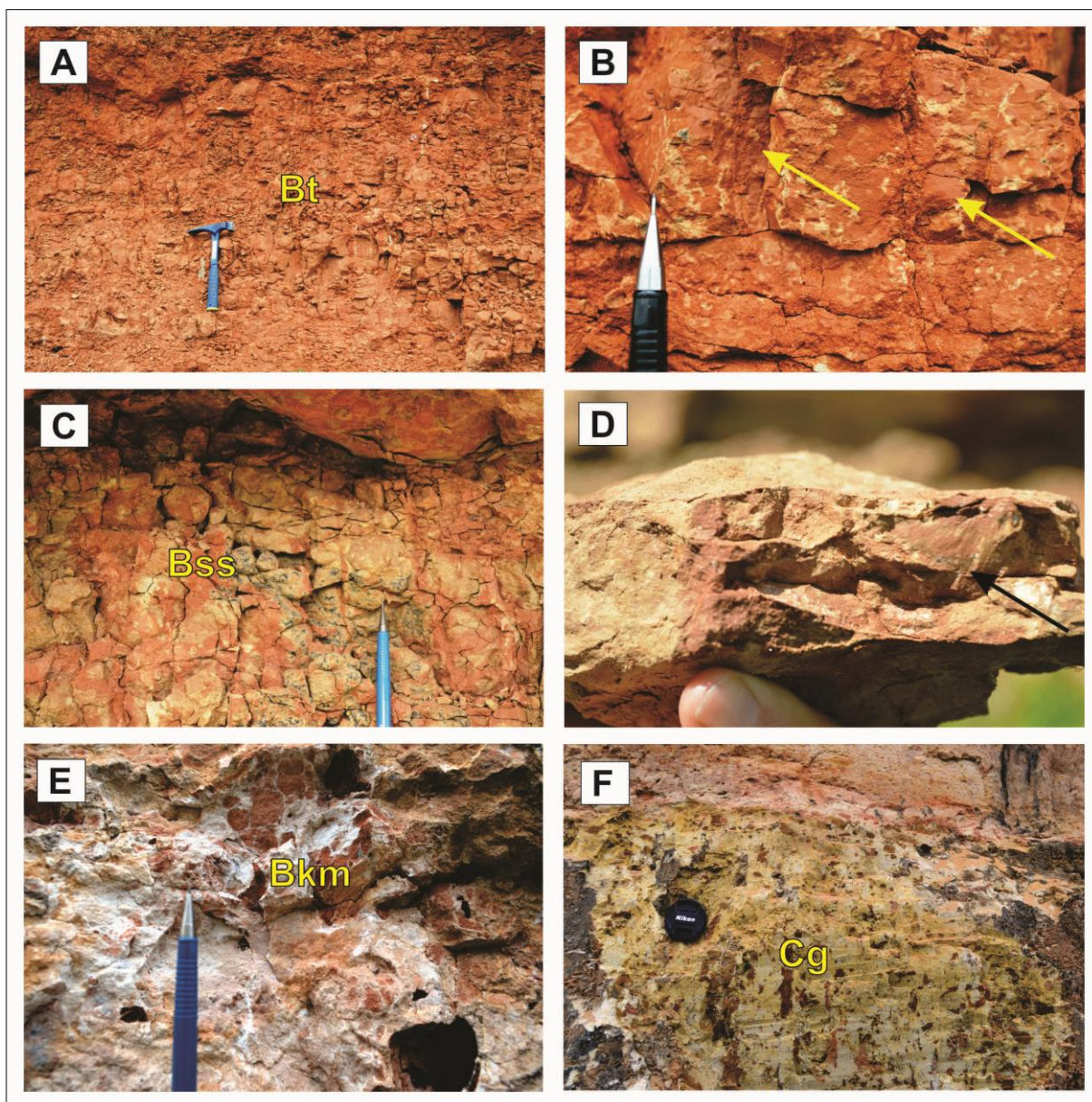


Figura 48. Diversidade de horizontes de paleossolos identificados na Formação Marília. A) Horizonte Bt de paleossolo da Seção S4; B) Cerosidade presente nos *pedes* do horizonte Bt da Seção S4 (setas amarelas); C) Horizonte Bss de paleossolo da Seção S6; D) Superfícies de fricção (*slickensides*) do horizonte Bss (seta); E) Horizonte Bkm paleossolos da Seção S9, com intensa cimentação carbonática; F) Mosqueamento presente no horizonte Cg da Seção S4.

Os horizontes dos paleossolos da Formação Marília exibiram estruturas maciças, em blocos, laminares e prismáticas (Figura 49).

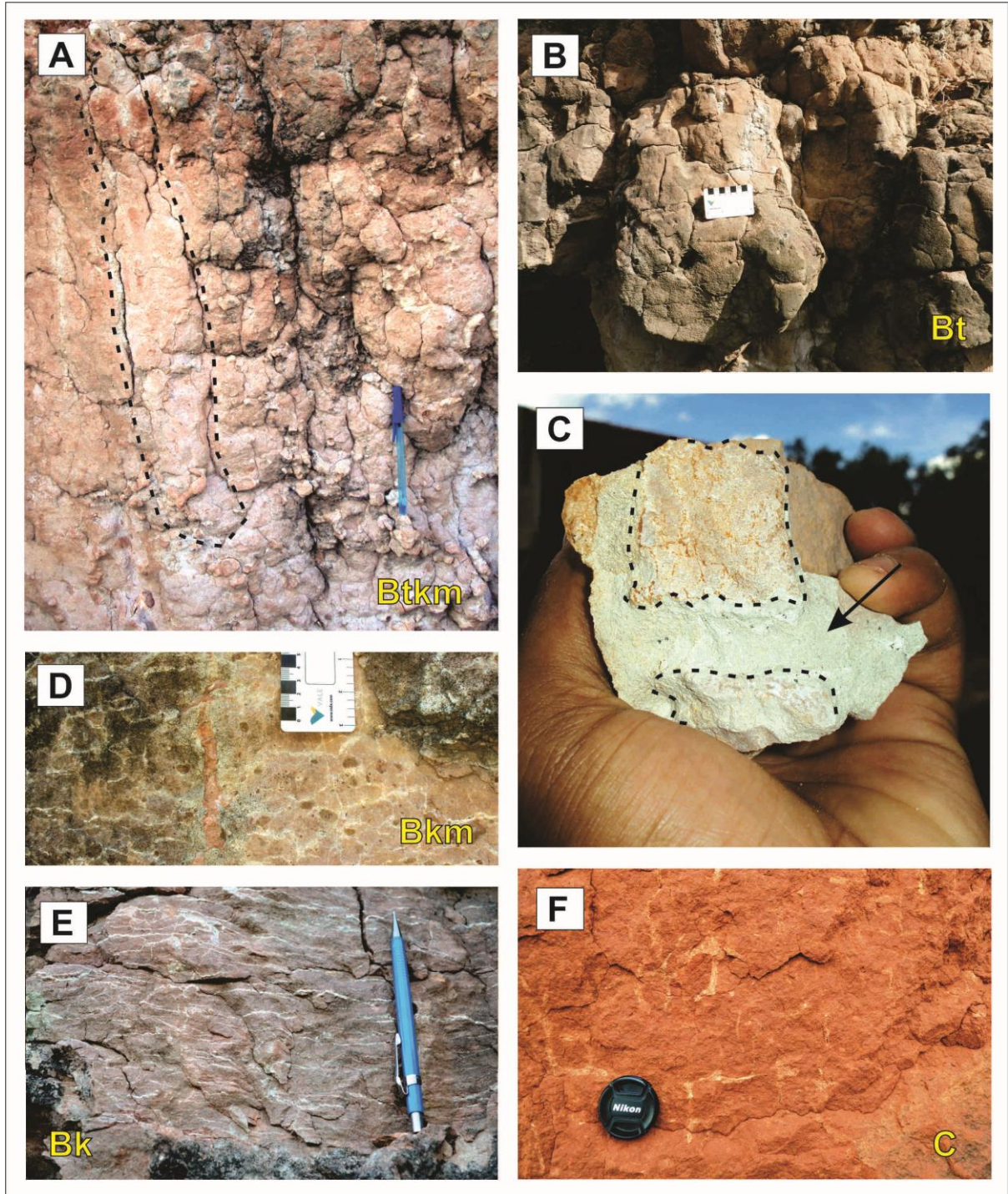


Figura 49. Estruturas prismáticas, em blocos, laminares e maciças de horizontes dos paleossolos da Formação Marília. A) Estrutura prismática do horizonte Btkm de paleossolo da Seção S8, com muitos nódulos carbonáticos; B) Estruturas em blocos do horizonte Bt de paleossolo da Seção S8, com destaque para uma grande bioturbação; C) Cimentação carbonática (seta preta) envolvendo a base de uma estrutura em blocos (*peds*) do horizonte Bt de paleossolos da Seção S8; D) Estrutura laminar do horizonte Bkm de paleossolos da Seção S7 (estágio de desenvolvimento morfológico de cimentação carbonática V ou VI); E) Estrutura laminar de horizonte Bk presente na Seção S5 (estágio morfológico V); F) Estrutura maciça de horizonte C presente na Seção S4, com muitas bioturbações.

A estrutura do solo é resultado do arranjo das partículas primárias do solo (areia, silte e argila) em agregados, separados entre si por superfícies de fraca resistência (SSM, 1962). A formação da estrutura envolve processos de natureza física, química e biológica que favorecem a agregação e a estabilização dos agregados (BRADY & WEIL, 2013). Dois fenômenos influenciam os mecanismos de formação da estrutura do solo. O primeiro refere-se à aproximação das partículas e o segundo à cimentação ou estabilização os agregados.

A maioria dos paleossolos da Formação Marília, desenvolvidos sobre arenitos, constituem-se calcretes (Figura 50), com distintos graus de cimentação e desenvolvimento.

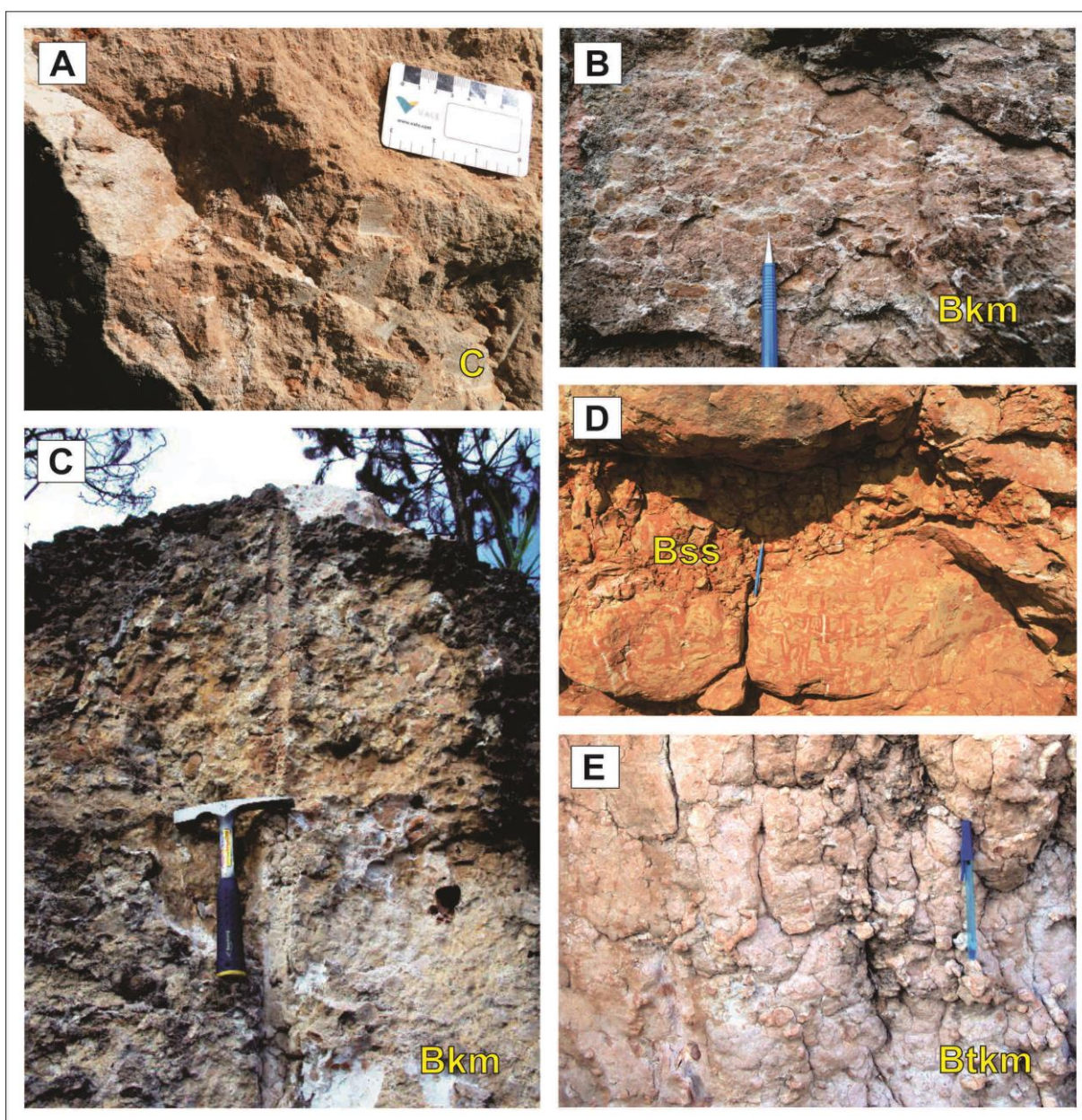


Figura 50. Tipos de calcretes identificados na Formação Marília. A) Calcrete pulverulento (horizonte C de paleossolo da S8); B) Calcrete laminar (horizonte Bkm na Seção S7); C) Calcrete crosta dura (horizonte Bkm na Seção S9); D) Calcrete mosqueado (abaixo do horizonte Bss da S6); E) Calcrete nodular (horizonte Btkm da S8).

Calcretes pulverulentos (friáveis), laminares, mosqueados, nodulares e crostas duras foram identificados na Formação Marília (Figura 50). No entanto, os nodulares são os tipos de calcretes predominantes.

Calcretes pulverulentos caracterizam-se por apresentar cimentação carbonática incipiente, conferindo fácil desagregação mecânica. Os nodulares são formados por nódulos ou concreções de carbonato de dimensões e formas isoladas ou em coalescência, com limites inferiores e superiores difusos. Os de crosta dura possuem intensa cimentação carbonática, imprimindo o predomínio de tonalidade branca ao calcrete. Calcretes laminares apresentam feições com camadas paralelas e horizontais de carbonatos, com transições tipicamente ondulantes (WRIGHT & TUCKER, 1991). Calcretes mosqueados apresentam manchas avermelhadas, amareladas e esbranquiçadas, resultantes de processos de oxidação, redução e cimentação carbonática.

Os paleossolos foram definidos como exumados (*exumed soil*) e soterrados (*buried soil*). Os soterrados são aqueles que se formaram em superfícies de relevo passado e foram cobertos por outros depósitos. Os exumados são paleossolos que foram soterrados e expostos a novas pedogêneses por erosão dos materiais que o recobriam (ANDREIS, 1981). Na Formação Marília, a exumação e o soterramento são processos que atuam de forma conjunta nos perfis, quase sempre subsequentes, sendo difícil identificar apenas um deles nos afloramentos (Figura 51). Paleossolos reliquiais (*relict soil*) não foram identificados nas seções estudadas da Formação Marília.

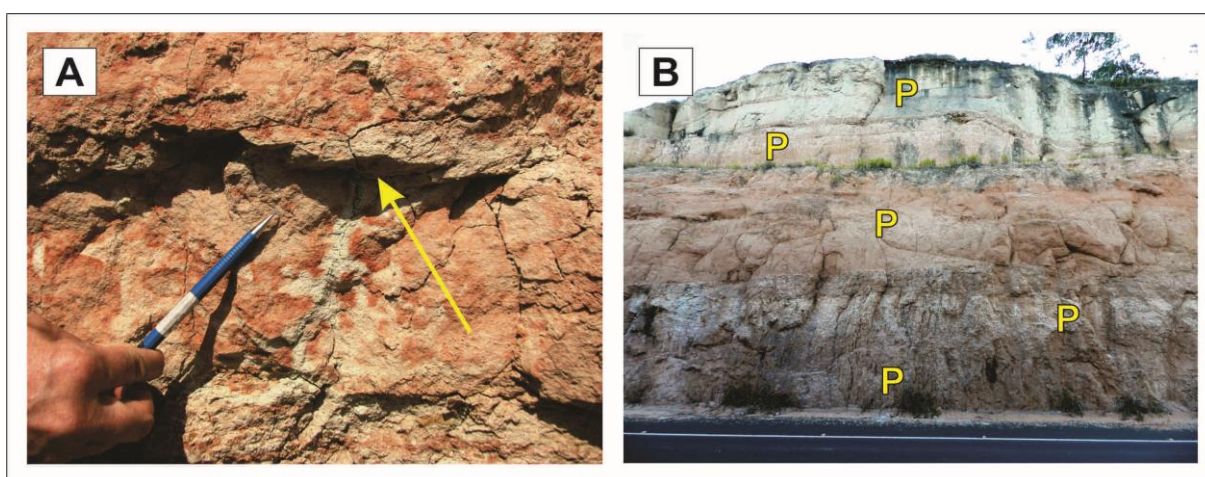


Figura 51. Exemplos de paleossolos exumados e soterrados da Formação Marília. A) Raiz com halos de redução (seta) truncada por depósito (que posteriormente sofreu pedogênese) na Seção S10. Esse fenômeno, comuns nos paleossolos da Formação Marília, acusa processos erosivos anteriormente à nova deposição; B) Sobreposição de perfis de paleossolos (P) na Seção S4. O perfil superior está exumado, assim como os outros, pois dificilmente se identificam paleossolos com o horizonte A preservado. Após processos erosivos, ocorreram novas deposições e processos de pedogênese. Esses perfis sobrepostos evidenciam processos de exumação e soterramento de paleossolos.

Assim, a identificação de horizontes, estruturas pedogênicas e marcas de raízes, associadas com a ausência de estratificações, predomínio de estruturas maciças e descontinuidade de cimentação carbonática na base dos afloramentos, foram os principais fatores utilizados para a definição dos perfis como sendo predominantemente pedológicos.

8.4.1. Paleossolos das seções do sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro

Nas seções S1 e S2 (Figuras 36 e 37), localizadas no Estado de Goiás, não foram identificadas claramente estruturas e feições pedológicas (BATEZELLI, 2003). As litofácies e estruturas sedimentares (laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas) estão bastante preservadas, acusando o pouco avanço dos processos pedogênicos sobre os sedimentos. A predominância de conglomerados (orto e paraconglomerados) é uma característica marcante dessas seções (Figuras 36 e 37). No entanto, Dal'Bó (2008, 2011) identificou paleossolos pouco evoluídos (desenvolvimento incipiente), classificados como aridisols, na região de Quirinópolis e Itajá – GO.

A Seção S11 apresentou dois perfis de paleossolos (P1 e P2) com estruturas maciças tendendo a blocos, pouco a moderadamente desenvolvidos (Figura 52). O perfil 1, com estrutura maciça e pouco cimentado por CaCO_3 apresentou somente o horizonte C (Figura 52, Tabela 22). O perfil 2 apresentou sequência de horizontes C/Bkm, cimentação e poucos nódulos carbonáticos (Figura 52, Tabela 22). Ressalta-se que nessa Seção as estruturas sedimentares das litofácies estão completamente preservadas (Figura 52).

Na Seção S10 foram identificados dois perfis de paleossolos (P1 e P2) com sequência de horizontes C/Bk, estruturas maciças tendo a blocos e laminar incipiente, nódulos e cimentação carbonática, com graus de desenvolvimentos moderados (Figura 52, Tabela 23). Fragmentos fósseis de vertebrados foram identificados no horizonte C do perfil 1 e feições de oxi-redução (mosqueados) e marcas de raízes foram descritas nos paleossolos com horizonte Bk. De forma análoga à Seção S11, as estruturas sedimentares das litofácies da Seção S10 também estão completamente preservadas (Figura 52).

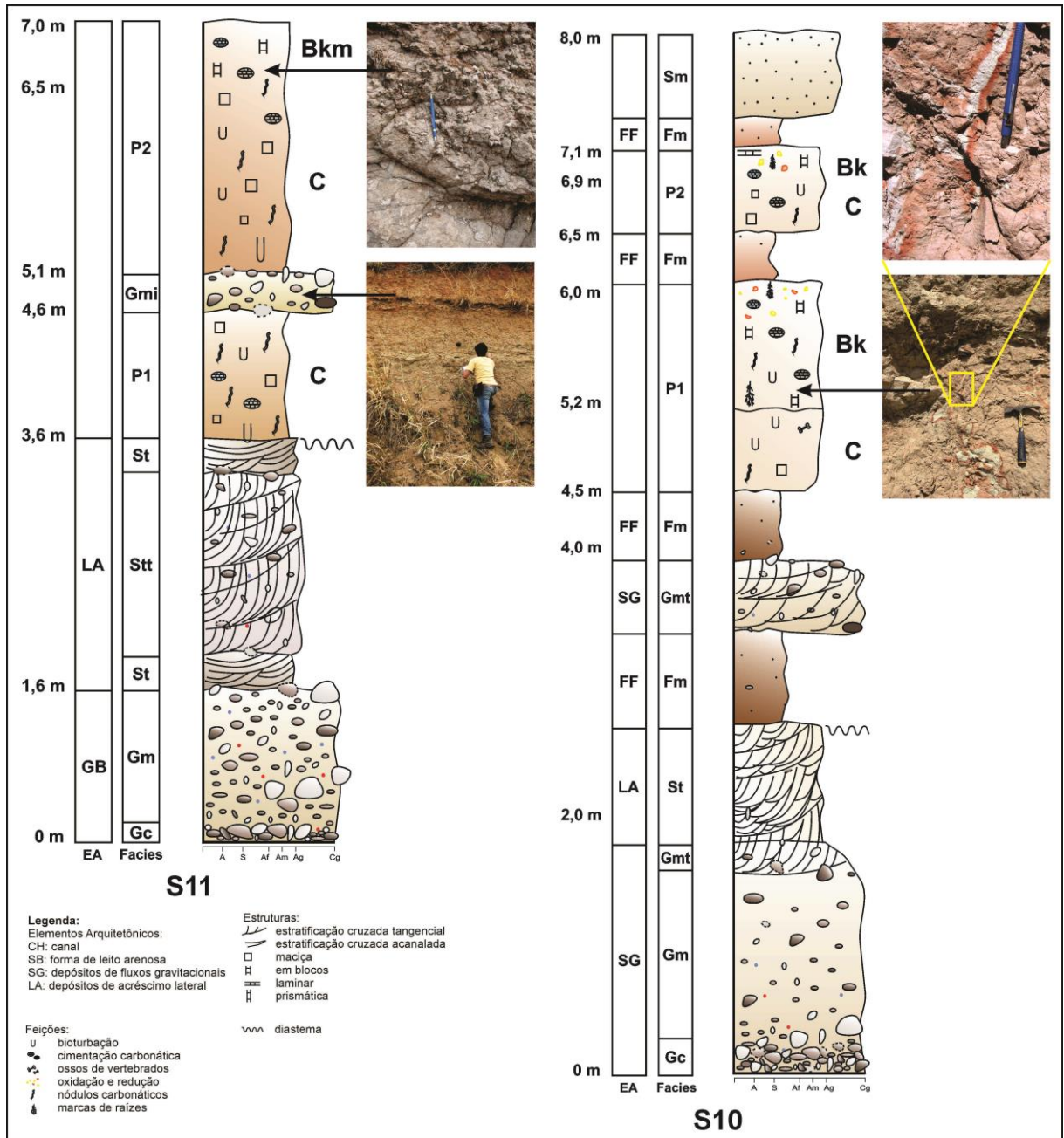


Figura 52. Perfis representativos das Seções S10 e S11. A Seção S11 apresenta paleossolos com sequência de horizontes C e C/Bk. A Seção S10 apresenta dois perfis de paleossolos (P1 e P2) com sequência C/Bk de horizontes. Os perfis de paleossolos (pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA).

Tabela 22. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S11

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P2Bkm	6,5-7	Blocos	Arenosa (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 2,5YR6/6, 2,5YR5/6	Abundantes (milimétricas a centimétricas)	Carbonáticos	Reativo	Plana e gradual
P2C	51-6,5	Maciça	Arenosa (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 2,5YR6/6	Raras	Carbonáticos	Fracamente reativo	Plana e gradual
P1C	3,6-4,6	Maciça	Arenosa (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4	Raras	Carbonáticos	Fracamente reativo	Plana e abrupta

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS:** Transição entre horizontes

Tabela 23. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S10

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P2Bk	6,9-7,1	Blocos tendendo a laminar	Areia fina a média (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 2,5YR6/6	Abundantes (milimétricas a centimétricas)	Carbonáticos	Reativo	Plana e gradual
P2C	6,5-6,9	Maciça	Areia fina a média (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4	Raras	Carbonáticos e clastos de argila	Fracamente reativo	Plana e abrupta
P1Bk	5,2-6	Maciça tendendo a blocos	Areia fina a média (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 2,5YR5/6	Comuns	Carbonáticos	Reativo	Plana e gradual
P1C	4,5-5,2	Maciça	Areia fina a média (mal-selecionada)	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4	Raras	Carbonáticos, clastos de argila e quartzo	Fracamente reativo	Plana e abrupta

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS:** Transição entre horizontes

8.4.2. Paleossolos das seções centro-oeste do Triângulo Mineiro

Na Seção S3 não foram identificados horizontes, estruturas ou feições de paleossolos (Figura 40). Estruturas sedimentares (estratificações cruzadas de grande porte) bastante preservadas foram identificadas nas litofácies da Seção (Figura 40).

Nos afloramentos da Seção S4 foram identificados dezesseis perfis de paleossolos com espessuras variadas (Figura 53, Tabela 24). Sequências Bt/Btk/C/Ck de horizontes predominam nos perfis, com exceção de horizonte glei (Cg) identificado no perfil 13. Os paleossolos, em sua maioria, possuem os horizontes superficiais (A) e parte ou todo o horizonte subsuperficial (B) truncados por processos erosivos.

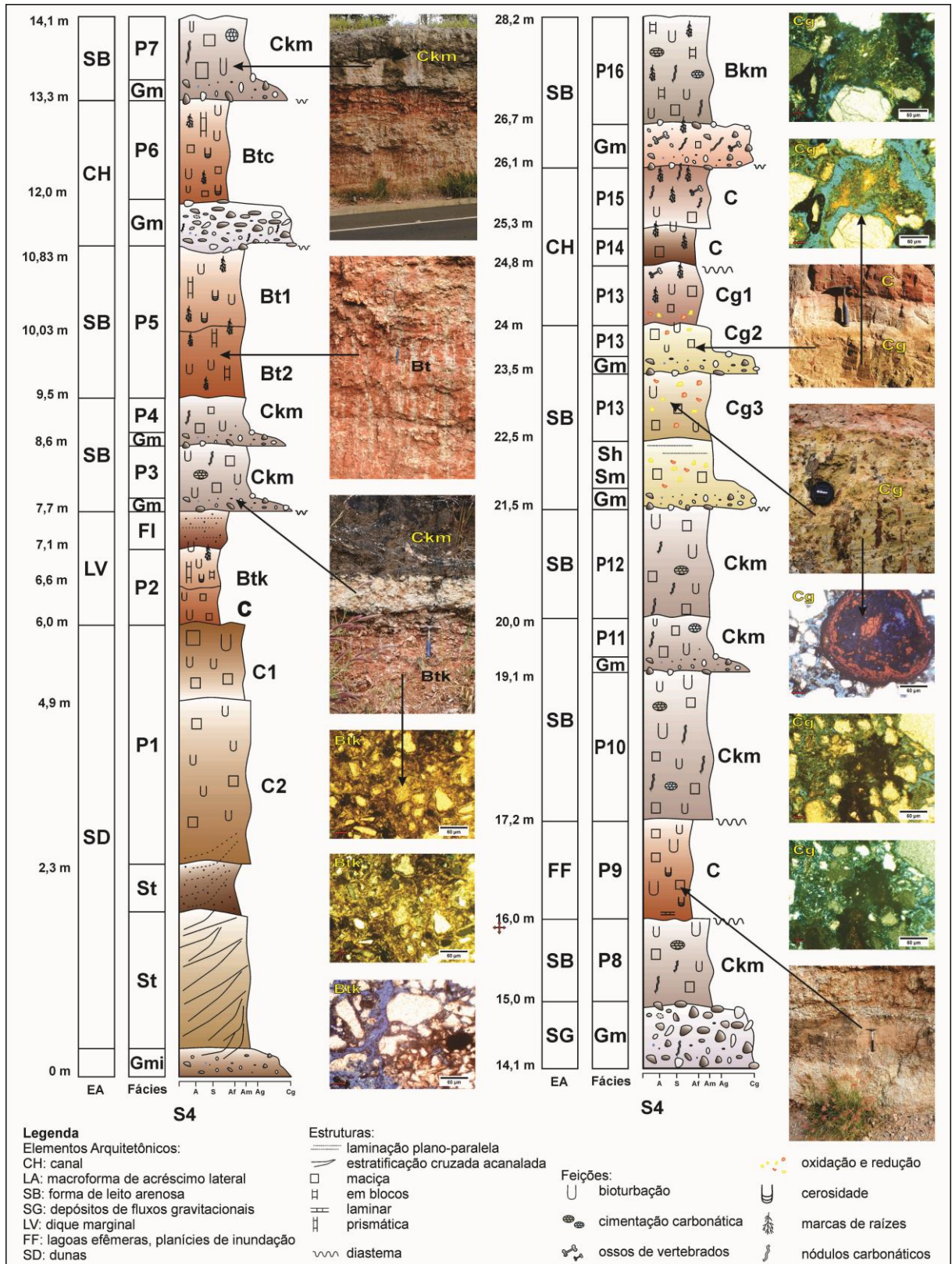


Figura 53. Perfis representativos da Seção S4. Dezesesseis perfis de paleossolos com diversidade de horizontes (Bt, Btk, Bk, C, Ck, Cg) foram identificados nos afloramentos descritos da Seção. Os perfis de paleossolos (pedotipos) correspondem aos produtos do intemperismo das litofácies, e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA).

As estruturas variam (prismáticas, em blocos, laminares e maciças), mas indicam, em sua maioria, forte grau de desenvolvimento pedogênico.

Tabela 24. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S4

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P16Bkm	26,7-28,2	Maciça tendendo a blocos	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 5YR7/6	Abundantes bioturbações milimétricas, marcas de raízes	Nódulos carbonáticos comuns, algumas crotovinas	Reativo	Plana e clara
P15C	25,3-26,1	Maciça	Areia fina a média (seleção moderada)	10R7/8	Poucas bioturbações milimétricas, algumas com halos	Friável	Fracamente reativo	Plana e clara
P14C	24,8-25,3	Maciça	Areia fina a média (seleção moderada)	10R7/6	Ausente	Ausente	Fracamente reativo	Plana e clara
P13Cg1	24-24,8	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	2,5Y8/8; 2,5Y7/4; 10YR7/8, 10R5/8	Abundantes bioturbações milimétricas com preenchimento vermelho, algumas com halos	Raros nódulos	Fracamente reativo	Plana e difusa
P13Cg2	23,5-24	Maciça	Areia média a grossa (seleção moderada a pobre)	10R7/8, 10R4/8 e 10R4/4; e nódulos 2,5Y6/8	Raras	Nódulos e mosqueados, porosidade abundante com halos de redução, friável	Fracamente reativo	Plana e clara
P13Cg3	22,5-23,5	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	2,5Y8/1, 2,5Y7/8, 10R8/4	Bioturbações milimétricas, algumas com halos	Mosqueados e crotovinas	Fracamente reativo	Plana e clara
P12Ckm	20-21,5	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	2,5Y8/1, 10YR7/8, 10YR4/6, 10R4/6	Raras bioturbações, milimétrica, preenchida por areia vermelha e calcita	Raros nódulos carbonáticos	Fortemente reativo	
P11Ckm	19,1-20	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R8/4, 10R8/1, 10YR8/6	Bioturbações milimétricas a centimétricas	Nódulos carbonáticos e clastos	Reativo	Plana e gradual
P10Ckm	17,2-19,1	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R8/4, 10R8/1, 10YR8/6	Bioturbações milimétricas a centimétricas	Nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e abrupta

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

Continuação da Tabela 24

P9C	16-17,2	Maciça tendendo a laminar	Areia fina a média (seleção moderada a pobre)	10R7/8, 10R8/1, 2,5Y6/8	Raras bioturbações	Clastos de argila, cerosidade incipiente	Fracamente reativo	Plana e abrupta
P8Ckm	15-16	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R8/4, 10R8/1, 10YR8/6	Raras bioturbações	Poucos nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e clara
P7Ckm	13,3-14,1	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R8/4, 10R8/1, 10YR8/6	Raras bioturbações milimétricas preenchidas por areia	Raros nódulos, clastos	Reativo	Ondulada e abrupta
P6Btc	12-13,3	Maciça tendendo a prismática	Areia fina a média (seleção moderada a pobre)	10R7/8, 10R8/1, 2,5Y6/8	Abundantes bioturbações com halos e marcas de raízes	Nódulos comuns, esféricos e carbonáticos	Matriz não reativa	Plana e clara
P5Bt1	10,03-10,83	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R6/8, 10R8/2	Abundantes marcas de raízes verticais e bioturbações com halos	Nódulos carbonáticos e clastos de argila	Matriz não reativa	Plana e gradual
P5Bt2	9,5-10,03	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R6/8, 10R8/1	Abundantes marcas de raízes e bioturbações com halos	Raros nódulos, películas ao longo de fissuras	Reativo	
P4Ck	8,6-9,5	Maciça	Areia fina a grossa (mal selecionada)	2,5YR8/4, 2,5YR6/6, 7,5YR6/8	Abundantes bioturbações preenchidas por areia e cimentadas por carbonato	Nódulos esféricos, rizoconcreções	Reativo	Plana e clara
P3Ck	7,7-8,6	Maciça	Areia fina a grossa (mal selecionada)	5YR8/1, 10R7/6, 10YR3/4	Raras	Raros	Reativo	Plana e abrupta
P2Btk	6,6-7,1	Prismática	Areia fina a média (seleção moderada)	10R8/4, 10R5/8, 10R8/1	Abundantes bioturbações milimétricas	Nódulos carbonáticos abundantes, rizoconcreções	Reativo	Plana e gradual
P2C	6-6,6	Maciça	Areia fina a média (seleção moderada)	10R5/8, 10R6/8, 10R8/1, 10R8/3 e 2,5Y6/8	Bioturbações comuns, algumas com halos		Fracamente reativo	Plana e clara
P1C1	4,9-6	Maciça	Areia fina (bem selecionada)	10R5/8	Abundantes bioturbações milimétricas	Horizonte mais friável que C2	Fracamente reativo	Plana e gradual
P1C2	2,3-4,9	Maciça	Areia fina (seleção moderada a boa)	7,5R4/8, 7,5R7/8	Bioturbações comuns, algumas com halos	Presença de crotovinas	Fracamente reativo	Plana e clara

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

Estruturas maciças e laminares são restritas e estão associadas aos horizontes C, Ck e Bk de paleossolos. A cimentação por CaCO_3 , que na maioria das vezes formam nódulos, grada entre horizontes fracamente (Bt) e extremamente cimentados (Bkm e Ckm), cimentando também praticamente todas as fácies conglomeráticas. Crotovinas, rizoconcreções, halos de redução e escavações animais são comuns em quase todos os perfis de paleossolos.

Foram identificados oito perfis de paleossolos (com horizontes Bt, Bk, C, Ck, Bk/Ck, Bk/C) na sucessão vertical analisada da Seção S5 (Figura 54, Tabela 25).

Tabela 25. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S5

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P8Bkm	12,6-13	Laminar	Areia média a grossa (mal-selecionada)	2,5YR7/2, 2,5YR7/3, 2,5YR6/3, 2,5YR6/4, 2,5YR8/1	Abundantes bioturbações milimétricas preenchidas por carbonato	Clastos de argila	Reativo	Plana e gradual
P8Ckm	11,5-12,6	Laminar (Fissuras planas preenchidas por carbonato)	Areia média a grossa (seleção moderada)	2,5YR, 2,5YR7/3, 2,5YR6/3, 2,5YR7/4, 2,5YR8/4, 2,5YR6/6	Abundantes marcas de raízes milimétricas e com halos		Reativo	Plana e abrupta
P7Bk/Ck	10,7-11,5	Laminar	Areia média (mal-selecionada)	5YR8/1, 5YR8/2, 5YR7/2, 5YR6/3	Abundantes rizoconcreções milimétricas cimentadas por carbonato	Clastos de argila	Reativo	Plana e gradual
P7Ckm	9,7-10,7	Maciça	Areia grossa (mal-selecionada)	5YR7/4	Bioturbações milimétricas e cimentadas por carbonato	Clastos de argila	Reativo	
P6Bk/Ck	8,9-9,6	Laminar	Areia média a grossa (mal-selecionada)	2,5YR6/4, 2,5YR5/4, 5YR8/1	Marcas de raízes cimentadas por carbonato e halos	Poucos e lamíticos	Reativo	Plana e clara
P6Ckm	7,3-8,9	Maciça	Areia média a grossa (seleção moderada)	2,5YR7/4, 2,5YR5/6, 2,5YR8/1	Marcas de raízes cimentadas por carbonato		Fracamente reativo	Plana e abrupta
P5Bkm	6,8-7,3	Laminar	Areia média a grossa (seleção moderada)	2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 5YR7/6	Marcas de raízes preenchidas por areia ou cimentadas por carbonato		Reativo	Plana e clara

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

Continuação da Tabela 25

P5Bk/Ck	6,2-6,8	Laminar	Areia grossa (mal-selecionada)	2,5 YR8/4, 2,5YR7/4, 5YR7/4	Marcas de raízes preenchidas por areia ou cimentadas por carbonato	Clastos carbonáticos	Reativo	Plana e clara
P5Ckm	5,8-6,2	Maciça	Areia média (seleção moderada)	2,5YR7/6, 2,5YR6/6, 2,5YR6/4, 2,5YR7/4	Marcas de raízes preenchidas por areia ou cimentadas por carbonato	Clastos avermelhados	Fracamente reativo	Plana e clara
P4Bkm/C	5,3-5,8	Laminar fraca tendendo a blocos	Areia média (seleção moderada)	2,5YR4/6, 2,5YR4/8	Abundantes (milimétricas e com halos)	Raros. Cerosidade abundante	Fracamente reativo	Plana e gradual
P4C	4,6-5,3	Maciça	Lamítica	2,5YR8/1, 2,5YR7/4, 2,5YR6/4, 2,5YR6/6, 2,5YR5/6	Abundantes (milimétricas e com halos)	Raros	Reativo	Plana e abrupta
P3C	3,2-3,6	Maciça	Areia fina (bem selecionada)	2,5YR4/8, 2,5YR5/6	Marcas de raízes milimétricas preenchidas por areia	Raros	Fracamente reativo	
P2Bt	2,45-3	Prismática	Areia média (seleção moderada)	2,5YR7/6, 2,5YR6/6, 5YR7/4, 5YR8/1	Abundantes (milimétricas e com halos)	Carbonáticos e clastos de argila	Fracamente reativo	Plana e clara
P2C1	2-2,45	Maciça	Areia média a grossa (Seleção moderada)	2,5YR6/6, 2,5YR5/6	Abundantes (milimétricas e com halos)	Carbonáticos e clastos de argila	Fracamente reativo	Plana e clara
P2C2	1,3-2	Maciça	Areia média a grossa (mal-selecionada)	2,5YR6/4, 2,5YR5/6	Abundantes (milimétricas e com halos)	Clastos de argila	Fracamente reativo	Plana e abrupta
P1Bt	0,76-1,3	Prismática	Areia média a grossa (seleção moderada)	2,5YR7/3, 2,5YR6/4, 5YR6/4	Abundantes (milimétricas e com halos)	Carbonáticos	Fracamente reativo	Plana e gradual
P1C	0-0,76	Maciça	Areia fina a média (mal-selecionada)	2,5YR5/6, 5YR6/6	Comuns (preenchidas por areia)	Carbonáticos raros	Fracamente reativo	

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

Esses perfis, representativos de oito ciclos pedogênicos, sujeitos a variações laterais, possuem estruturas em blocos, prismáticas, laminares e maciças, fracas ou médias a fortes. É constante a presença de marcas de raízes e bioturbações, eventualmente sendo preenchidas por areia ou calcita, ou apresentando halos brancos de redução ao redor das marcas. Em determinadas porções as bioturbações cruzam lentes conglomeráticas, que estão em sua maioria cimentadas. Clastos lamíticos e nódulos carbonáticos, gretas de contração e fissuras ocasionalmente preenchidas por carbonatos também foram observados nos perfis descritos.

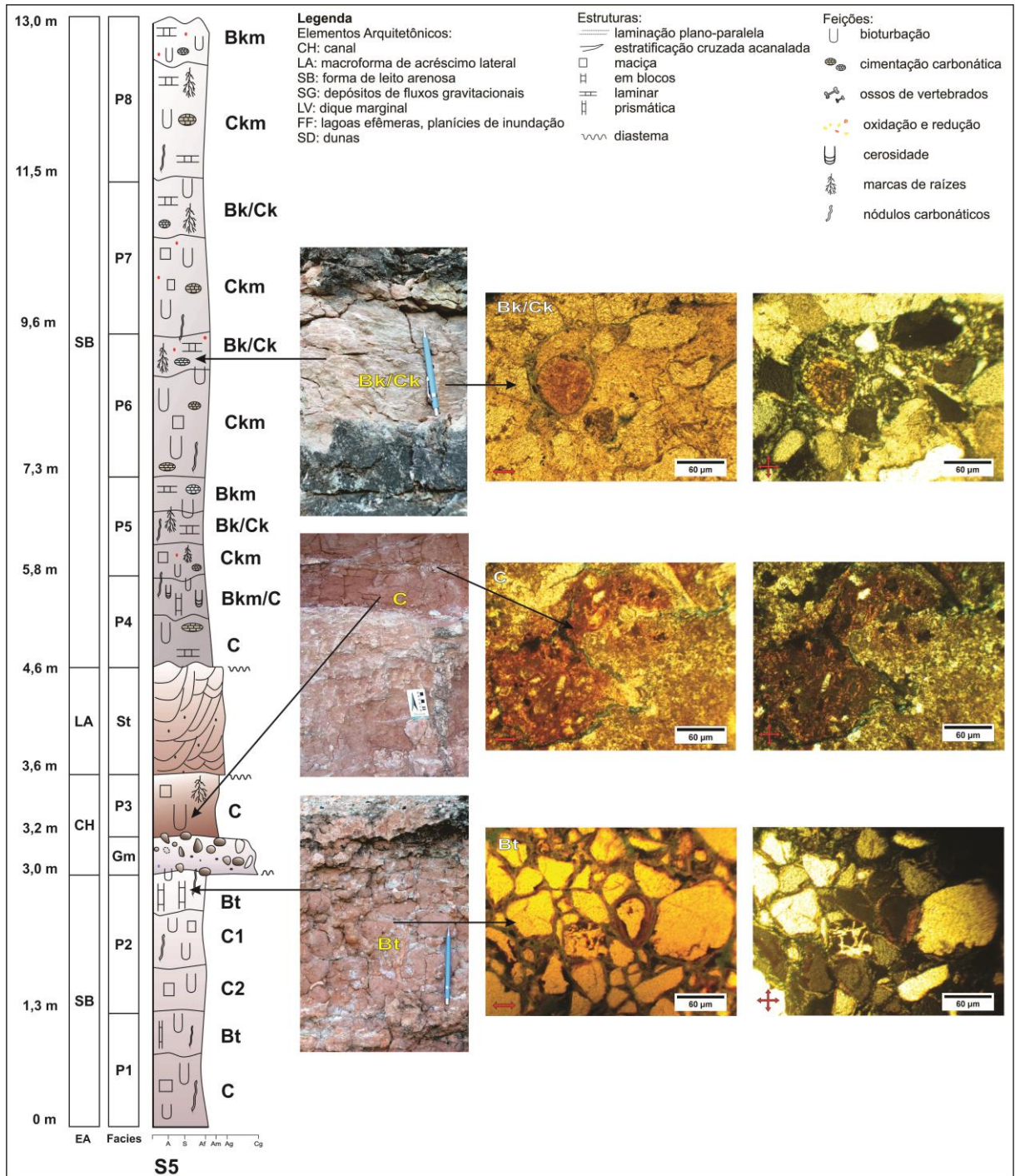


Figura 54. Perfis representativos da Seção S5. Oito perfis de paleossolos com diversidade de horizontes (Bt, Bk, C, Ck, Bk/Ck) foram identificados na Seção. Os perfis de paleossolos (pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA).

8.4.3. Paleossolos das seções oeste do Estado de São Paulo

Na Seção S6 foram identificados seis perfis de paleossolos, com estruturas prismáticas, laminar, em blocos e maciças e diversidade de horizontes subsuperficiais e intermediário (Bt, Bss, C, Ck, Cg) (Figura 55, Tabela 26), com forte a muito forte desenvolvimento de *peds*.

Tabela 26. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S6

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P6Bt1	12,08-12,6	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	7,5R6/4, 7,5R8/1, 5YR6/8	Marcas de raízes e crotovinas (milimétricas a centimétricas)	Cerosidade	Fracamente reativo	Plana e clara
P6Bt2	11,18-12,08	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	7,5R6/4	Marcas de raízes e crotovinas (milimétricas a centimétricas)	Cerosidade	Fracamente reativo	Plana e clara
P6Bt/C	10,24-11,18	Laminar	Areia fina a média (seleção moderada)	10R7/6, 7,5R8/1	Marcas de raízes e crotovinas		Fracamente reativo	Plana e clara
P6C	9,22-10,24	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	7,5YR6/6, 7,5YR8/4	Bioturbações comuns e marcas de raízes		Fracamente reativo	Plana e gradual
P5Ckm	7,53-9,22	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	2,5YR7/6, 5YR6/8	Bioturbações comuns (milimétricas a centimétricas)	Nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e abrupta
P4Cg	6,97-7,38	Maciça	Areia fina a média (seleção moderada a pobre)	7,5YR6/6, 10R8/2	Bioturbações raras	Mosqueados	Fracamente reativo	Plana e abrupta
P3Bss	5,3-6,97	Em blocos tendendo a prismática	Areia fina a média (seleção moderada)	10R5/8, 10R6/8, 7,5R8/1	Bioturbações comuns e marcas de raízes	Superfícies de fricção (<i>slickensides</i>)	Fracamente reativo	Plana e abrupta
P2Ckm	1,49-5,3	Maciça	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R8/2, 10R5/8	Bioturbações comuns (milimétricas a centimétricas)	Nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e clara
P1Bt2	0,87-1,49	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R7/6, 10R8/2	Marcas de raízes (milimétricas a centimétricas)	Cerosidade	Fracamente reativo	Plana e gradual
P1Bt1	0-0,87	Prismática	Areia fina a grossa (seleção moderada a pobre)	10R4/8, 5YR6/6	Marcas de raízes (milimétricas a centimétricas)	Cerosidade	Fracamente reativo	

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Trans.

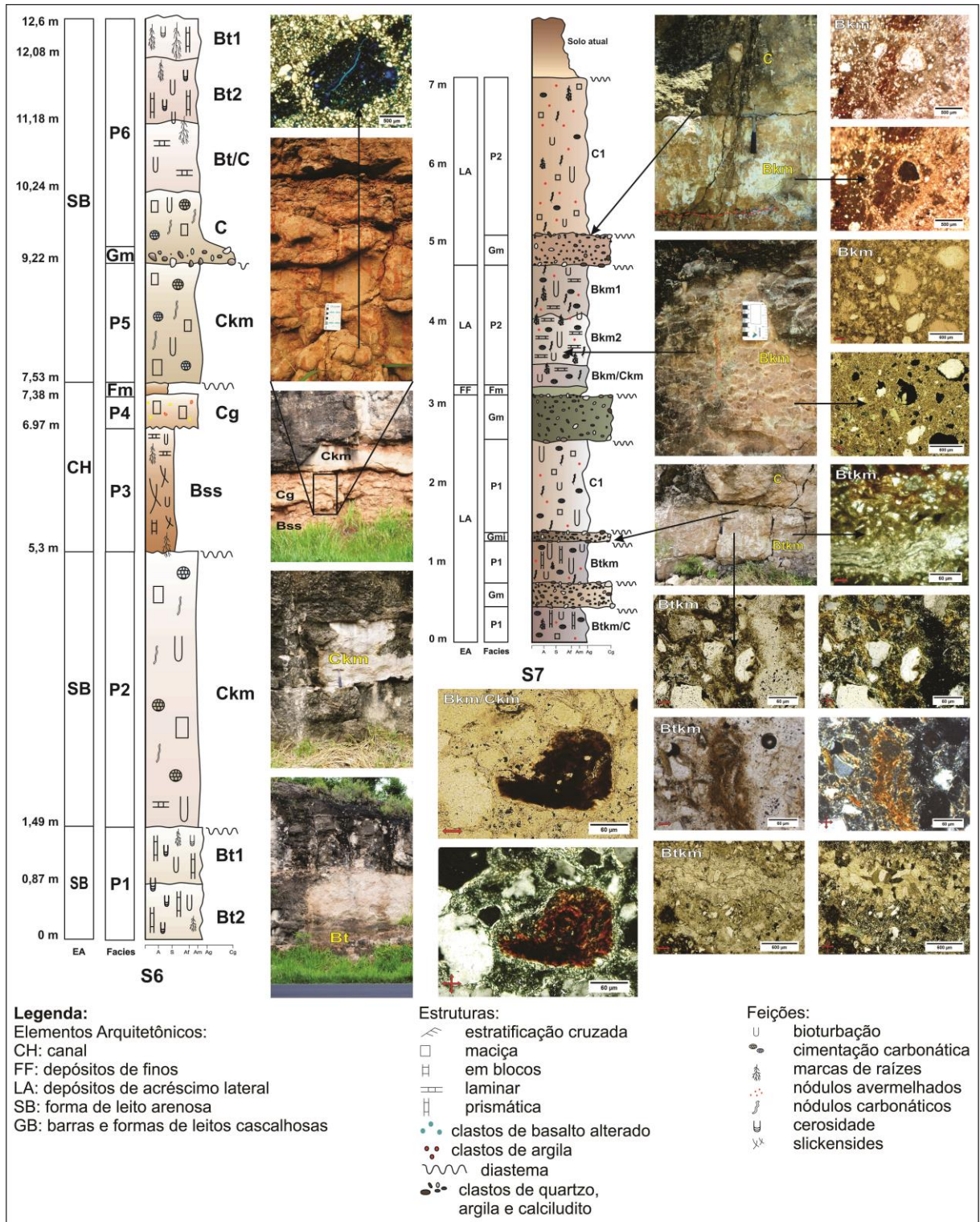


Figura 55. Perfis representativos das Seções S6 e S7. A Seção S6 compreende seis perfis de paleossolos. Na Seção S7 foram identificados dois perfis. Os perfis de paleossolos (pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA).

Nos paleossolos com horizonte Bt foram observadas a presença de cerosidade associada a estruturas prismáticas e superfícies de fricção (*slickensides*) bem preservadas foi identificada no horizonte Bss, associada a gretas de contração. Feições de oxi-redução

(mosqueamento) foram descritas no horizonte Cg, e marcas de raízes e outras bioturbações foram observadas subsuperficiais.

De maneira análoga aos perfis supracitados, os paleossolos da Seção S6 também não apresentam horizontes superficiais (A) preservados e os demais horizontes apresentam feição se truncamento referente a processos erosivos.

A Seção S7 compreende dois perfis de paleossolos (Figura 55, Tabela 27).

Tabela 27. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S7

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RHCI	TRS
P2C1	5,16-7,16	Maciça	Areia média a grossa (mal-selecionada)	5YR 7/4, 10YR 8/1 e 2YR 7/6	Comuns	Esparsos	Pouco reativo	Plana e abrupta
P2Bkm1	4,14-4,79	Laminar	Areia fina (seleção moderada)	2.5YR 8/1, 2.5YR 7/4	Abundantes	Carbonáticos abundantes, poucos clastos de argila	Reativo a fortemente reativo	Ondulada e clara
P2Bkm2	3,53-4,14	Laminar	Areia fina (seleção moderada)	10YR 5/4, 2.5YR 7/4, 10YR 8/1 e 10YR 7/8	Abundantes	Carbonáticos comuns, poucos clastos de argila	Reativo	Plana e clara
P2Bk/Ck	3,25-3,53	Laminar tendendo a maciça	Areia fina (seleção moderada)	2.5YR 4/8, 5YR 7/4 e 10YR 8/1	Raras	Poucos nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e abrupta
P1C1	1,39-2,57	Maciça	Areia fina a grossa (mal-selecionada)	5YR 7/3, 10YR 8/1 e 2YR 7/6	Comuns	Raros nódulos carbonáticos, escassos clastos de argilas	Reativo	Plana e abrupta
P1Btkm	0,75-1,28	Prismática	Areia fina (seleção moderada)	5 YR 4/6, 5YR 7/4, 5YR 7/1 e 7.5YR 8/6	Abundantes	Poucos nódulos carbonáticos, escassos clastos de argila	Reativo a fortemente reativo	Plana e clara
P1Btkm/C	0-0,45	Prismática tendendo a maciça	Areia fina a média (seleção moderada)	5 YR 4/6, 5YR 7/4, 5YR 7/1 e 7.5YR 8/6	Raras	-	Reativo	Plana e abrupta

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

O perfil 1 (P1) possui três horizontes com sequência C1/Btk/Btk-C. Clastos de argila e nódulos são comuns em todo o perfil. O horizonte Btk, com estrutura prismática forte, possui bioturbações abundantes com diâmetros de 1 a 10 mm (preenchidas por areia e enriquecidas em CaCO₃), sendo reativo a fortemente reativo a HCl. O horizonte Btk/C, por sua vez, possui estrutura prismática fraca, tendendo a maciça (eventualmente com calcãs ao longo de fissuras), com raras bioturbações. O perfil 2 (P2) possui quatro horizontes com sequência

C1/Bk1/Bk2/Bk-Ck. O horizonte Bk1, reativo a fortemente reativo a HCl, possui estrutura laminar apagada pela intensa calcificação e nódulos carbonáticos abundantes, esféricos e amigdaloidais de 5 a 50 mm (isso produz um aspecto maciço nodular). O Bk2, com estrutura laminar e nódulos menores que em Bk1, possui uma concentração carbonática em torno dos pedis. O horizonte Bk/Ck possui estrutura laminar tendendo a maciça, poucos nódulos e raras bioturbações. No geral, essa porção do P2 compreende um calcrete nodular muito cimentado e esbranquiçado, com estrutura laminar.

Na Seção S8 foram identificados cinco perfis de paleossolos, com horizontes subsuperficiais (Bt) bem desenvolvidos exibindo estruturas prismáticas e em blocos (Figura 56, Tabela 28).

As bioturbações da S8 variam de comuns a abundantes, sendo observados clastos de argila na maioria dos horizontes (Tabela 28). No perfil 1 (P1) foram observadas películas óxidos de ferro e bioturbações preenchidos por sedimentos areno-lamíticos e eventualmente por calcita, além de nódulos e cimentação por CaCO_3 comuns em toda sua extensão. No horizonte Bt1 (P5), há marcas de raízes comuns, com diâmetro variando de 7 a 8 mm (preenchidas por areia branca carbonática) e muitos clastos de argila e nódulos carbonáticos. Os horizontes Bt1 e Bt2 do perfil 4 (P4) possuem estrutura prismática, forte, que se desfaz em blocos pequenos a grandes, além de abundantes bioturbações e nódulos de argila ao longo desses, cimentados por CaCO_3 e pouco a fortemente reativos ao HCl. No perfil 2 (P2) as estruturas são prismáticas moderadas a forte no horizonte Bt1 e prismática fraca que lateralmente tende a maciça, no Btc.

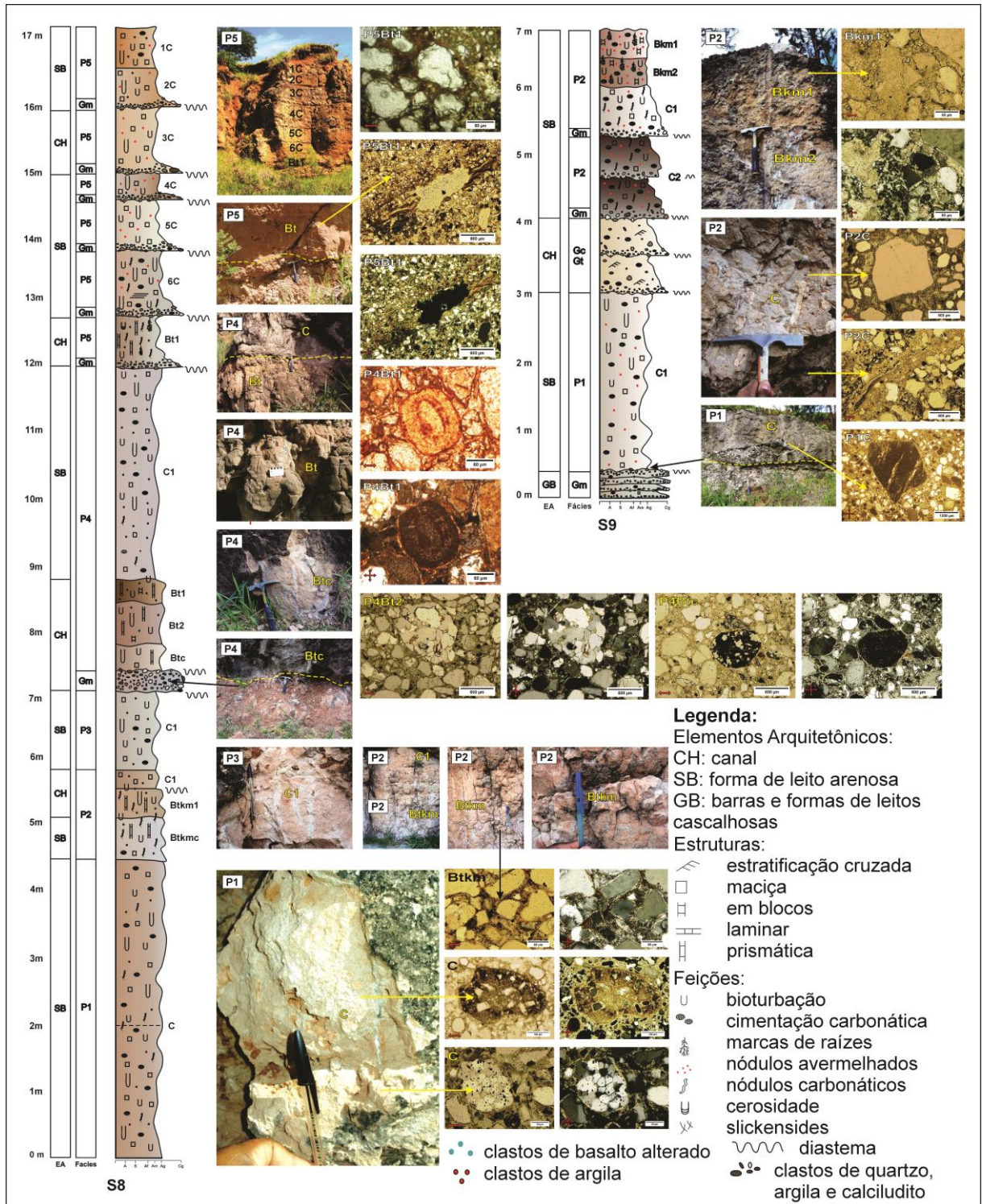


Figura 56. Perfis representativos das Seções S8 e S9. A Seção S8 possui cinco perfis de paleossolos e a Seção S9, dois perfis. Os perfis de paleossolos (pedotipos) são produtos das alterações das litofácies e estão correlacionados a eventos sedimentares pretéritos indicados pelos elementos arquitetônicos (EA).

Tabela 28. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S8

PH	M	EST	Textura	Cor	B	NF	RHCl	TRS
P5-1C	16,44-17,04	Maciça	Barra arenosa fina à media (MS)	5YR 7/4 e 10YR 8/1	C	Clastos de quartzo e argila	Pouco a nada reativo	Plana e clara
P5-2C	15,84-16,44	Maciça	Barra arenosa fina à media (MS)	5YR 8/3, 10YR 8/1 e 2.5YR 5/8	C	Poucos clastos de argila	Não reativo	Plana e abrupta
P5-3C	14,84-15,84	Maciça	Barra arenosa fina à media (MS)	5YR 8/3, 10YR 8/1 e 5YR 7/6	C	Poucos clastos de argila	Não reativo	Plana e abrupta
P5-4C	14,44-14,84	Maciça	Barra arenosa fina à media (MS)	5YR 8/3, 10YR 8/1 e 5YR 7/6	C	Clastos de argila	Não reativo	Plana e abrupta
P5-5C	13,67-14,44	Maciça	Barra arenosa fina à media (MS)	5YR 7/4, 2.5YR 4/8 e 10YR 8/1	C	Clastos de argila	Não reativo	Plana e abrupta
P5-6C	12,70-13,67	Maciça	Areia fina a grossa (SM)	5YR 8/3, 10YR 8/1, 5YR 7/6 e 5YR 4/6	A	Carbonáticos, poucos clastos de argila	Reativo	Plana e clara
P5Bt1	11,92-12,70	Prismática	Areia fina a média (SMB)	5YR 7/4, 5YR 5/8 e 10YR 8/1	CP	Clastos de argila e nódulos carbonáticos	Reativo	Plana e gradual
P4C1	8,72-11,92	Maciça	Areia fina a média (SMB)	5YR 7/4, 2.5YR 4/8 e 10YR 8/1	A	Poucos clastos de argila	Reativo	Plana e gradual
P4Bt1	8,36-8,72	Prismática à blocos	Areia fina a grossa (SM)	5YR 7/4, 2.5YR 5/8 e 10YR 8/1	A	Poucos clastos de argila	Pouco reativo	Plana e gradual
P4Bt2	7,75-8,36	Prismática à blocos	Areia fina a grossa (SM)	5YR 7/4, 2.5YR 6/8 e 10YR 8/1	A	Nódulos de argila	Reativo a fortemente reativo	Plana e gradual
P4Btc	7,34-7,75	Prismática à maciça	Areia fina a grossa (SM)	5YR 7/4 e 10YR 8/1	A	Poucos clastos de argila	Reativo	-
P3C1	5,85-7,04	Maciça	Areia média (SM)	5YR 7/4, 5YR 6/8 e 10YR 8/1	A	Poucos clastos de argila	Pouco reativo	-
P2C1	5,57-5,85	Maciça	Areia fina a média (SMB)	5YR 6/6, 5YR 5/6, 2.5YR 4/8, 10R 6/4 e 10YR 8/1	C	Poucos clastos de argila	Pouco reativo	Plana e abrupta
P2Bt1	5,13-5,57	Prismática	Areia fina a grossa (SM)	5YR 7/4, 2.5YR 5/6 e 10YR 8/1	A	Abundantes carbonáticos, clastos de argila	Reativo	Plana e clara
P2Btc	4,5-5,13	Prismática a maciça	Areia fina a grossa (SM)	5YR 7/4, 5YR 8/4, 2.5YR 6/8 e 10YR 8/1	PC	Abundantes carbonáticos, clastos de argila	Reativo a fortemente reativo	-
P1C	0-4,5	Maciça	Areia muito fina a fina (BS)	5YR 7/4, 5YR 6/8, 2.5YR 4/8 e 10YR 8/1	A	Clastos de areia fina com películas de óxidos, nódulo de CaCO ₃	Reativo a fortemente reativo	-

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **B:** bioturbações; **NF:** Nódulos e Feições; **TRS.:** Transição entre horizontes; **BS:** Boa seleção; **MS:** Mal-selecionada; **SM:** Seleção moderada; **SMB:** Seleção moderada a boa; **RHCl:** Reação á ácido clorídrico; **A:** Abundantes; **C:** Comuns; **CP:** Comuns a poucas; **PC:** Poucas. Obs: O perfil 1 (P1) foi dividido arbitrariamente em C1 e C2.

Na Seção S9 foram descritos dois perfis de paleossolos com horizontes C e Bkm e estruturas variando de maciça a blocos (Figura 56, Tabela 29). Na base do perfil 1 (P1) há abundantes bioturbações com até 2 cm (com grande desenvolvimento vertical por todo o horizonte C1 e preenchidas por areia e enriquecidas em CaCO_3 – rizoconcreções). No perfil 2 (P2), os horizontes são extremamente cimentados por carbonato de cálcio, constituindo-se calcretes pedogênicos. No geral, os paleossolos da Seção S9 apresentam estágios de cimentação forte a muito fortemente desenvolvidos, abundantes bioturbações, nódulos carbonáticos e clastos de argila nos horizontes subsuperficiais (Tabela 29).

Tabela 29. Síntese das características morfológicas dos paleossolos da Seção S9

PH	M	EST	Textura	Cor	Bioturbações	NF	RH	TRS
P2Bkm1	6,5-7	Blocos	Arenosa (mal-selecionada)	10YR 8/1, 2.5YR 5/6 e 2.5YR 6/6	Abundantes (milimétricas a centimétricas)	Clastos de argila	Reativo	Plana e clara
P2Bkm2	6,11-6,5	Blocos	Arenosa (mal-selecionada)	10YR 8/1, 2.5YR 3/6 e 2.5YR 5/8	Abundantes (milimétricas a centimétricas)	Clastos de argila	Fortemente reativo	Plana e gradual
P2C1	5,36-6,11	Maciça	Arenosa	10YR 8/1 e 2.5YR 5/6	Raras	Carbonáticos, clastos de argila e quartzo	Fortemente reativo	Plana e abrupta
P2C2	4,14-5,36	Maciça	Arenosa (mal-selecionada)	10YR 8/1, 5YR 4/6 e 5Y 8/6	Raras	Carbonáticos, clastos de argila e quartzo	Reativo	-
P1C1	0,39-3,04	Maciça	Areia grossa (mal-selecionada)	5YR 7/4, 10YR 7/8 e 10YR 8/1	Abundantes (com até 2 cm)	-	Reativo	Plana e abrupta

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Metro; **EST:** Estrutura; **NF:** Nódulos e Feições; **RH:** Reação a HCl; **TRS.:** Transição entre horizontes

8.5. Micromorfologia

Os estudos micromorfológicos realizados em microscopia óptica e eletrônica de varredura tiveram como objetivo principal a identificação de feições que indicassem processos pedogênicos nos perfis, interpretados em campo, como paleossolos.

Descrições detalhadas abrangendo a identificação das características gerais, do fundo matricial e feições pedológicas foram realizadas em seções que apresentaram horizontes subsuperficiais e intermediários (C, Ck, Cg, Bk, Btk, Bt e Bss). A quantificação dos constituintes da fábrica, a determinação da classe granulométrica e a identificação dos padrões e graus de alteração do material grosso também foram descritos nessas seções (Tabelas 30 a 44). Assim, as descrições micromorfológicas realizadas por amostragem abrangeram toda a diversidade de horizontes identificados em campo.

Análises do fundo matricial (material grosso, fino e poros), da sua distribuição relativa, feições, hierarquia e cronologia permitiram a identificação de processos e produtos pedogênicos. Através dos padrões e graus de alteração foi possível inferir estágios de intemperismo físico-químico nos perfis, e pela análise da fábrica birrefringente foi viável a definição dos diferentes horizontes identificados em campo. As feições texturais de revestimentos contribuíram para a validação dos perfis com horizonte Bt, Btk e Bk identificados em campo. Processos secundários de formação da calcita (recristalização e substituição) observados nas lâminas também revelaram feições pedológicas nos perfis.

A micromorfologia relevou o predomínio de distribuição relativa (trama) porfírica nas seções, com algumas regiões quitônicas, enáulicas e gefúricas (Figuras 57, 58 e 59).

Os paleossolos com horizontes Bkm possuem distribuição relativa porfírica aberta, com regiões quitônicas e muito pouco gefúricas (Figuras 57A e 58E, Tabelas 33 a 41). O material grosso (esqueleto) é constituído predominantemente por clastos de quartzo, subarredondado a subangular, pouco esférico, de seleção moderada a pobre. Calcita esparítica, fragmentos de feldspato, biotita e moscovita também foram identificados no material grosso. O material fino (plasma) é constituído principalmente cimentação de CaCO_3 (calcita micrítica) e paligorskita, em menor quantidade. Fábrica birrefringente cristalítica é o principal constituinte da micromassa. Nódulos (glébulas) variados, feições de revestimento (hipo e revestimentos), de preenchimento e bioturbações são as principais pedofeições dos paleossolos com horizonte Bk.

Distribuições relativas porfíricas fechadas com regiões quitônicas predominaram nos paleossolos com horizontes Btkm e Bt (Figuras 57, 58 e 59; Tabelas 33 a 41). O material grosso também é constituído predominantemente por clastos de quartzo, pouco esférico, subarredondado a subangular, de seleção moderada a pobre. Em menor quantidade, calcita esparítica, nódulos de ferro, fragmentos de feldspato, biotita e moscovita também constituem o material grosso. O material fino é constituído por calcita micrítica, minerais de argila ricos em óxidos de ferro e paligorskita, em proporções variadas. Fábricas birrefringentes cristalíticas, poroestriadas, granoestriadas e salpicadas são os constituintes da micromassa. Nódulos (glébulas) variados, feições de revestimento (hipo e revestimentos), de preenchimento e bioturbações são as principais pedofeições dos paleossolos com horizontes Btk e Bt.

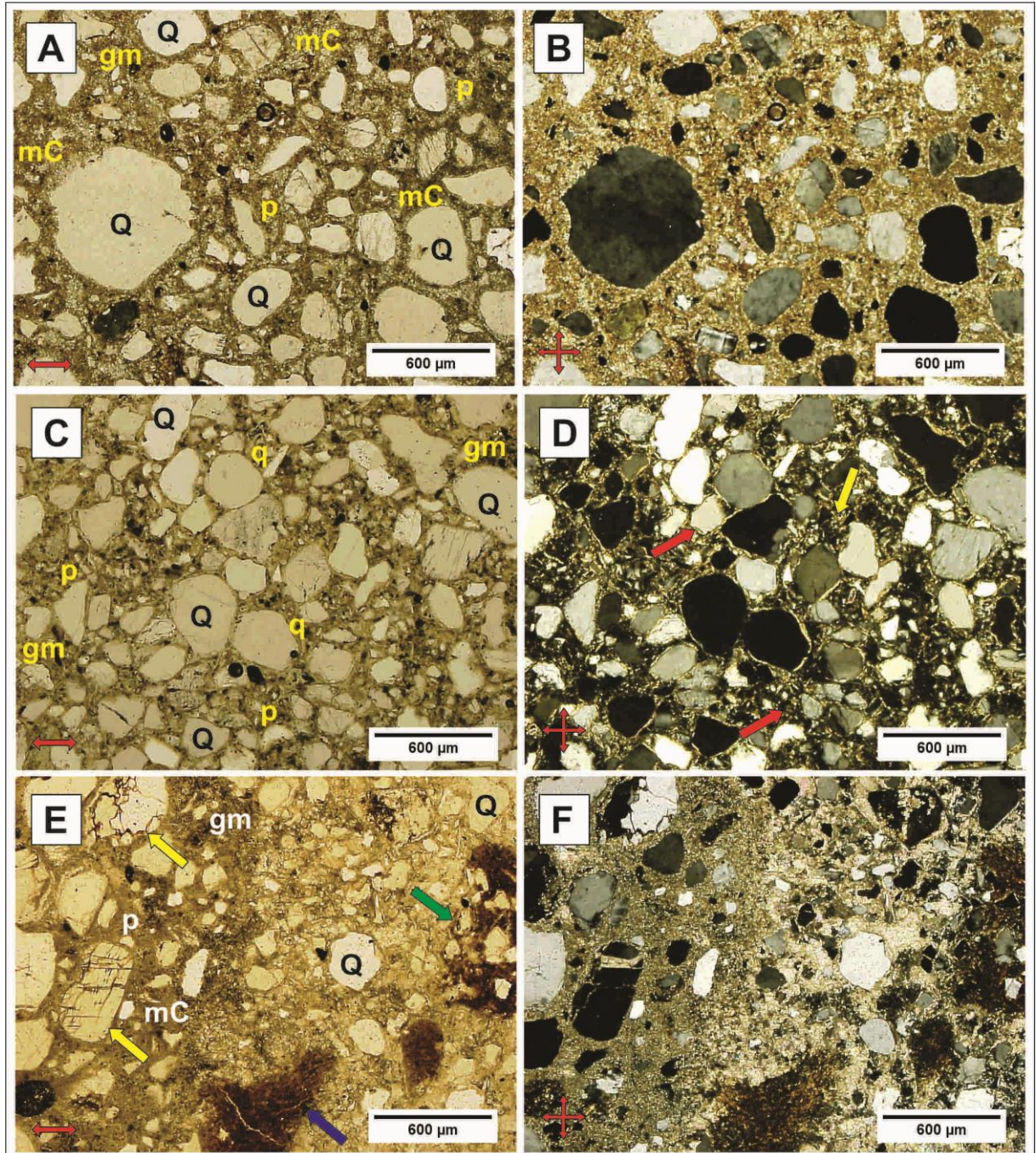


Figura 57. Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte Bkm, Bt e Btkm. A) Fundo matricial do horizonte Bkm da Seção S9. Material grosso constituído predominantemente por quartzo (Q) em formato de blocos, granulometria de areia média (200-500 µm) e seleção moderada a pobre. Material fino composto principalmente por cimento de CaCO_3 de matriz micrítica (mC). Distribuição relativa porfírica (p); B) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL); C) Fundo matricial do horizonte Bt1 da Seção S8 (gm) evidenciando distribuição relativa porfírica fechada (p) e quitônica (q), realçada em nicóis cruzados. O material grosso é constituído predominantemente por quartzo (Q) em formato de blocos. O fino é composto por cimento de CaCO_3 e minerais de argila com óxidos de ferro; D) Idem com NC. As setas vermelhas identificam fábricas birrefringentes granoestriada e salpicada e a amarela, iluviação de argila; E) Fundo matricial do horizonte Btkm da Seção S7 evidenciando distribuição relativa porfírica fechada (p). No fundo matricial, o material grosso é constituído predominantemente por quartzo (Q) em formato de blocos, enquanto o fino é composto principalmente por cimento de CaCO_3 de matriz micrítica (mC) e minerais de argila com óxidos de ferro. As setas amarelas identificam minerais primários em processo de alteração físico-química. Nódulo de ferro está indicado pela seta azul e revestimento de argila pela verde; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X (aumento de 250 vezes).

Nos paleossolos com horizonte intermediário (C, Ck, Cg) predominam distribuições relativas porfíricas, quitônicas e gefúrica (Cg) (Figuras 57, 58 e 59, Tabelas 27 a 29, 33 a 41). O material grosso é constituído predominantemente por clastos de quartzo, pouco esférico, subarredondado a subangular, de seleção moderada a pobre. O material fino é constituído por calcita micrítica e minerais de argila ricos em óxidos de ferro. Fábricas birrefringentes cristalíticas, poroestriadas e granoestriadas são os principais constituintes da micromassa. Nódulos de tamanho e variados tipos, e feições de revestimentos e preenchimentos são comuns nesses horizontes.

No horizonte Bss identificado em paleossolos predomina distribuições relativas porfírica e quito-gefúrica (Figura 59E e 59F, Tabelas 30, 31 e 32). O material grosso é constituído predominantemente por clastos de quartzo, moderadamente esférico, arredondado a subangular, de seleção moderada. O material fino é constituído por calcita micrítica e minerais de argila ricos em óxidos de ferro. Fábricas birrefringentes cristalíticas e granoestriadas também são os principais constituintes da micromassa. Nódulos foram pedofeições comumente identificados no horizonte.

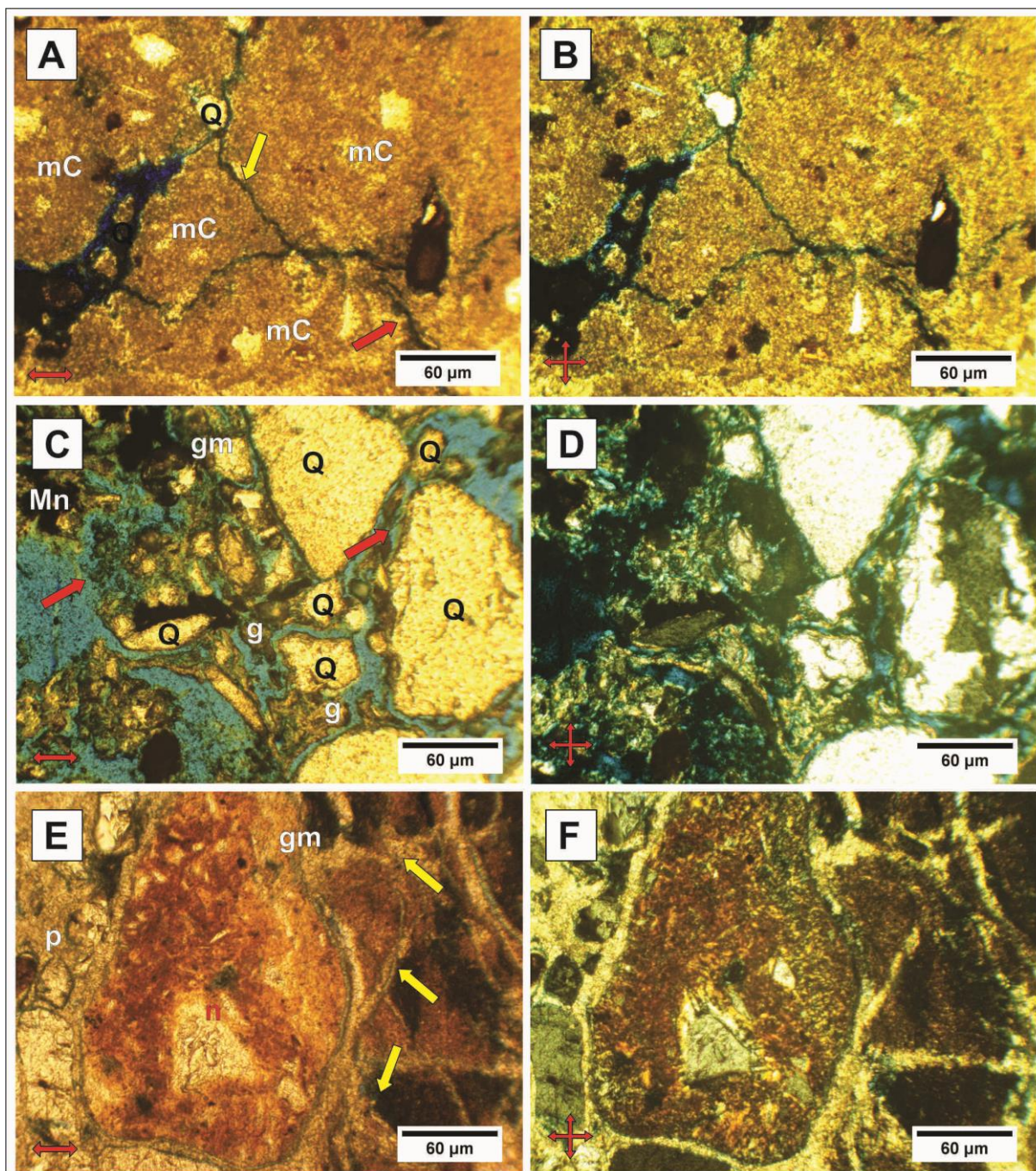


Figura 58. Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte C (Seção S5), Cg (Seção S4) e Bk/Ck (Seção S5). A) Porosidade interagregada (seta amarela) e transagregada (seta vermelha) tipo câmaras (possivelmente trata-se de uma porosidade secundária ou pós-deposicional, um pedoporo) no horizonte C (Ck) da Seção S5. O material fino é constituído completamente por calcita micrítica (mC); B) Idem com NC. É possível perceber a fábrica birrefringente cristalítica do material fino (calcita micrítica); C) Fundo matricial (gm) de horizonte Cg da Seção S4. Seleção moderada a pobre do material grosso representado pelo quartzo (Q), porosidade intergranular ou de empacotamento complexo (possivelmente trata-se de porosidade primária, deposicional ou geogênica herdada do material de origem, litoporo, comum em horizonte C). A distribuição relativa é predominantemente gefúrica (g) e feições de depleção de manganês (Mn) estão presentes; D) Idem com NC. É possível observar fábrica birrefringente poroestriada no horizonte; E) Feições do fundo matricial (gm) do horizonte Bk/Ck da Seção S5. A distribuição relativa é porfírica (p). Observa-se nódulo estável e parcialmente impregnado (n) revestido por material micrítico. A porosidade secundária interagregada de câmara está completamente cimentada, constituindo-se numa porosidade intercristalina; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X (aumento de 1000 vezes).

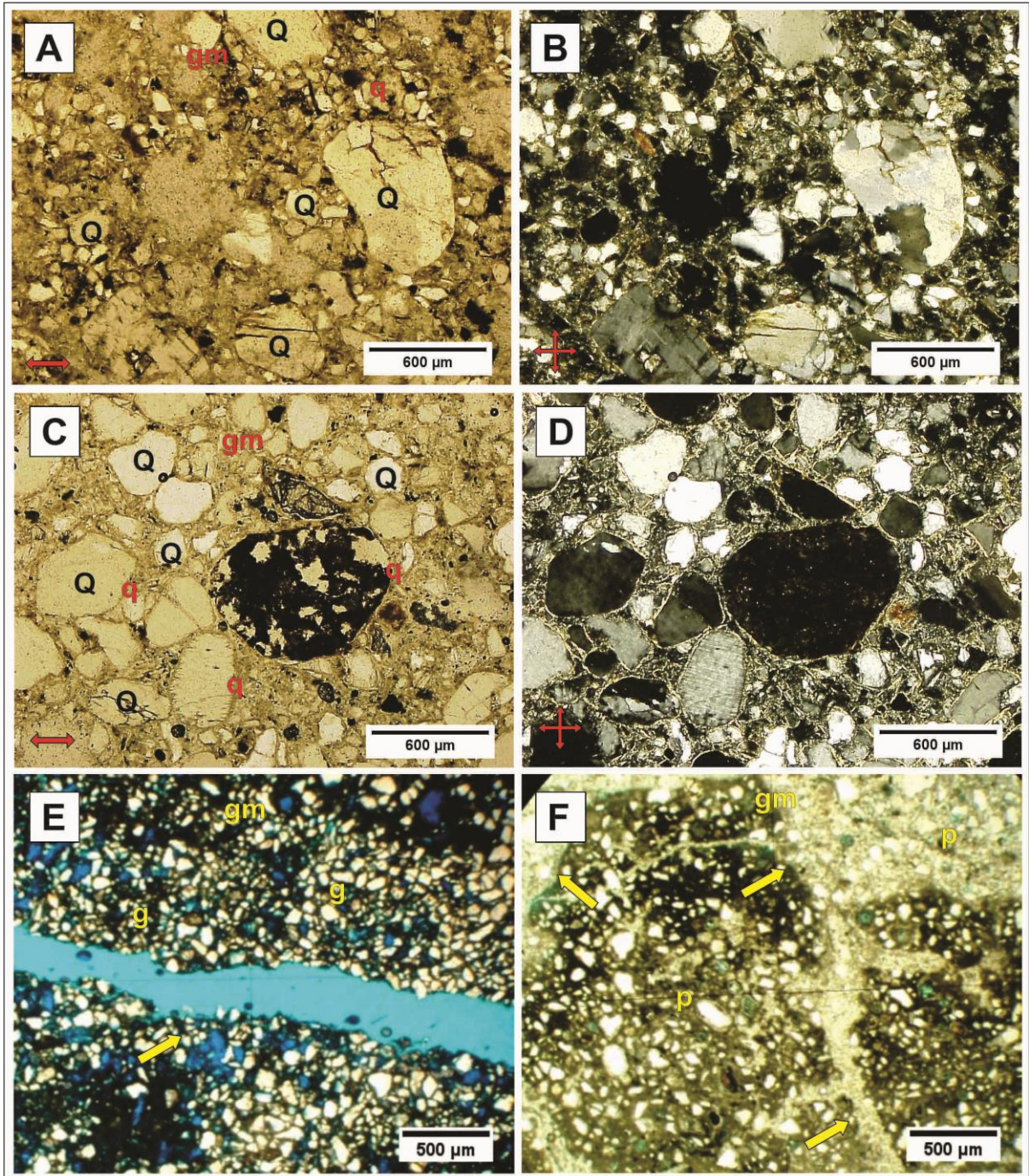


Figura 59. Aspectos do fundo matricial (gm) de paleossolos com horizonte BtkC (Seção S7), BtC (Seção S8) e Bss (Seção S6). A) Fundo matricial (gm) do horizonte BtkC com material grosso (dominância de quartzo - Q) pobremente selecionado e alterado (Q) e distribuição relativa predominantemente quitônica (q). Em algumas porções da lâmina observa-se, em menor percentual, distribuição relativa porfírica; B) Idem com NC. É possível perceber fabricas birrefringentes granoestriadas e material fino misto de cimento e material argiloso; C) Fundo matricial (gm) do horizonte BtC com material grosso (dominância de quartzo - Q) pobremente selecionado e distribuição relativa predominantemente quitônica (q); D) Idem com NC. É possível perceber fabricas birrefringentes granoestriadas e material fino argiloso; E) Fundo matricial (gm) do horizonte Bss com distribuição relativa gefúrica (g) com regiões quitônicas e material grosso moderadamente selecionado. A porosidade secundária (epigenética ou pós-deposicional) é resultante do processo de contração e expansão (hidratação-desidratação), tratando-se de um poro fisiogênico (pedoporo fissural). Diferentemente dos poros tipo canais, nos poros fissurais (seta amarela) o diâmetro não é constante e as paredes não são lisas, tendo uma extensão relativamente longa. Esse poro fissural corresponde a greta de contração do horizonte Bss; F) Fundo matricial (gm) do horizonte Bss com distribuição relativa porfírica (p) e porosidade fissural preenchida por calcita (setas amarelas).

Tabela 30. Descrição do material fino, material e granulometria do horizonte Cg da Seção 4

SEÇÃO S4																		
PERFIL 13 (Horizontes Cg)																		
P/Hz	Características Gerais de Descrição																	
	Material Grosso (G) ou Esqueleto												Material Fino (F) ou Plasma				G	
	Tamanho (μm)		Composição	GS	AR	EF	RU	Limites		Forma	O	D		Composição	O	D		TC
	M	Class						Contraste	Nitide		De Base	De Base	Referid		De	De Base	Referid	
P13Cg	Micrométricos	Areia fina a média	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro, poucos fragmentos de feldspato, raros fragmentos de microclínio	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondada a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Minerais de argilas com óxidos de ferro (dominante), manganês, paligorskita e calcita (muito poucos)	S/O	Aleatória	S/R	Arenoargilosos

P/Hz: Perfil e Horizonte; **M:** Média; **GS:** Grau de Seleção; **AR:** Arredondamento; **EF:** Esfericidade; **RU:** Rugosidade; **O:** Orientação; **S/O:** Sem Orientação; **D:** Distribuição; **S/R:** Sem Relação; **G:** Granulometria; **TC:**

Tabela 31. Descrição da microestrutura do horizonte Cg da Seção 4

SEÇÃO S4														
PERFIL 13 (Horizontes Cg)														
P/Hz	Descrição da Microestrutura													
	Pedalidade				Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)									
	AG	Tipo	GD	GA	Fundo Matricial (<i>S-Matrix</i> ou <i>Groundmass</i>)									
					Plasma ou Micromassa* ou Material		Esqueleto ou Material Grosso (G)			Poro			GF	Distribuição Relativa ou Estrutura de Base (Trama)
					Fábrica Birrefringente ou Trama Birrefringente (Estrutura ou Separação Plásmica)	A (%)	PA	GAL	A (%)	Gênese	Tipo	A (%)		
P13Cg	Pédico	Maciça	Parcialmente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Poroestriada	35%	Complexa (E) e Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	35%	Bioporo, Pedoporo e Litoporo	Porosidade em canais, vesículas e intergranular complexa	30%	1	Gefúrica e Quitônica

P/Hz: Perfil e Horizonte; **AG:** Agregação; **GD:** Grau de Desenvolvimento; **GA:** Grau de Acomodação; **A:** Abundância; **PA:** Padrão de Alteração; **GAL:** Grau de Alteração (Classe e Percentual); **GF:** Relação entre Mat. Grosso (G) e Fino (F).

* O termo micromassa difere um pouco do termo plasma (proposto por Brewer, 1964). Na micromassa, o tamanho das partículas que a compõe pode ser maior ou iguais ao limite de 2 um fixado por Brewer (1964).

Tabela 32. Descrição das pedofeições do horizonte Cg da Seção 4

SEÇÃO S4																	
PERFIL 13 (Horizontes Cg)																	
P/Hz	Descrição da Microestrutura																
	Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)																
	Feições Pedológicas (Estruturas Associadas)																
	Feições Texturais								Feições Amorfas						Feições Cristalinas		
	Revestimento (Cutãs - Concentrações Plásmicas)					Preenchimento (Pedotúbulos)			Nódulos (Glébulas)						Cristalárias		
	Morfologia	Limite (CN)	Extinção	Classificação	Origem	Classe (Tipo)	Origem	Natureza	Classe (Tipo)	Natureza	ME	GI	Estabilidade	Tamanho (Comprimento em µm)	Classe (Tipo)	Natureza	Fabrica Interna
P13Cg	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida , argila com	Difusão	Denso e incompleto	Difusão	Argila e material com óxidos de ferro, calcita, manganês	Típico e concêntrico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxidos de ferro	Difusão	Solto contínuo e descontínuo	Difusão	Argila e material com óxidos de ferro, calcita,	Típico e concêntrico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos a centimétricos	-	-	-

P/Hz: Perfil e Horizonte; CN: Contraste e Nitidez; ME: Morfologia Externa; GI: Grau de Impregnação

Tabela 33. Descrição do material fino, material e granulometria de perfis da Seção S6

SEÇÃO S6																		
PERFIS 3-4																		
P/Hz	Características Gerais de Descrição																	
	Material Grosso (G) ou Esqueleto												Material Fino (F) ou Plasma				G	
	Tamanho (µm)		Composição	GS	AR	EF	RU	Limites		Forma	O	D		Composição	O	D		TC
	M	Class						Contraste	Nitide		De Base	De Base	Referid		De	De Base	Referid	
P4Cg	Micrométricos	Areia fina a média	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro, poucos fragmentos de feldspato, raros fragmentos de microclínio e calcita	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondada a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Minerais de argilas com óxidos de ferro (dominante), manganês, paligorskita e calcita (muito poucos)	S/O	Aleatória	S/R	Arenoargilosa
P3Bss	Micrométricos	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa

P/Hz: Perfil e Horizonte; M: Média; GS: Grau de Seleção; AR: Arredondamento; EF: Esfericidade; RU: Rugosidade; O: Orientação; S/O: Sem Orientação; D: Distribuição; S/R: Sem Relação; G: Granulometria; TC:

Tabela 34. Descrição da microestrutura de perfis da Seção S6

SEÇÃO S6														
PERFIS 3-4														
P/Hz	Descrição da Microestrutura													
	Pedalidade				Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)									
	AG	Tipo	GD	GA	Fundo Matricial (<i>S-Matrix</i> ou <i>Groundmass</i>)									
					Plasma ou Micromassa* ou Material Fino (F)		Esqueleto ou Material Grosso (G)			Poro			GF	Distribuição Relativa ou Estrutura de Base (Trama)
					Fábrica Birrefringente ou Trama Birrefringente (Estrutura ou Separação Plásmica)	A (%)	PA	GAL	A (%)	Gênese	Tipo	A (%)		
P4Cg	Apedal	Maciça	-	-	Cristalítica, Granoestriada, Poroestriada	40%	Linear Paralela (C.1) para o feldspato; Complexa (E) e Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%); 2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	40%	Bioporo e Litoporo	Porosidade em canais e vesículas	20%	1	Porfírica e Quito-Gefúrica
P3Bss	Pédico	Complexa (prismática tendendo a blocos)	Parcial a fortemente desenvolvida	Parcialmente a fortemente acomodada	Cristalítica, Granoestriada	40%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Paralela para a moscovita	1 (2,5-25%) e 3 (75-97,5%)	30%	Pedoporo	Fissurais, cavitários e em câmaras	30%	1,3	Porfírica e Quito-Gefúrica

P/Hz: Perfil e Horizonte; AG: Agregação; GD: Grau de Desenvolvimento; GA: Grau de Acomodação; A: Abundância; PA: Padrão de Alteração; GAL: Grau de Alteração (Classe e Percentual); GF: Relação entre Mat. Grosso (G) e Fino (F).

* O termo micromassa difere um pouco do termo plasma (proposto por Brewer, 1964). Na micromassa, o tamanho das partículas que a compõe pode ser maior ou iguais ao limite de 2 um fixado por Brewer (1964).

Tabela 35. Descrição das pedofeições de perfis da Seção S6

SEÇÃO S6																	
PERFIS 3-4																	
P/Hz	Descrição da Microestrutura																
	Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)																
	Feições Pedológicas (Estruturas Associadas)																
	Feições Texturais							Feições Amorfas							Feições Cristalinas		
	Revestimento (Cutãs - Concentrações Plásmicas)					Preenchimento (Pedotúbulos)			Nódulos (Glébulas)						Cristalárias		
	Morfologia	Limite (CN)	Extinção	Classificação	Origem	Classe (Tipo)	Origem	Natureza	Classe (Tipo)	Natureza	ME	GI	Estabilidade	Tamanho (Comprimento em µm)	Classe (Tipo)	Natureza	Fabrica Interna
P4Cg	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida , argila com	Difusão	Denso e incompleto, solto e descontínuo	Difusão	Argila e material com óxidos de ferro, calcita, manganês	Típico e concêntrico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
P3Bss	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxidos de ferro, calcita micrfítica	Difusão	Denso e incompleto	Difusão	Argila e material com óxidos de ferro, calcita	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	-	-	-
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxidos de ferro	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argila e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-

P/Hz: Perfil e Horizonte; CN: Contraste e Nitidez; ME: Morfologia Externa; GI: Grau de Impregnação

Tabela 36. Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S7

SEÇÃO S7																					
PERFIS 1-2																					
P/Hz	Características Gerais de Descrição																				
	Material Grosso (G) ou Esqueleto																Material Fino (F) ou Plasma				G
	Tamanho (Comprimento em µm)					Composição	GS	AR	EF	RU	Limites		Forma	O	D		Composição	O	D		TC
	Máx	Min	Moda	M	Classe*						Contraste	Nítidez		De Base	De Base	Referida		De Base	De Base	Referida	
P2C1	1935	54	280	995	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato, raros cristais de calcita e fragmentos de microclínio	Moderada a probremente selecionada	Subarredondada a subangular	Moderadamente a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P2Bkm1	1729	61	170	895	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato e de biotita, raros cristais de	Moderada	Arredondada a subarredondada	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e frequentes minerais de argilas com óxidos de	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P2Bkm2	1113	43	195	578	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato, raros fragmentos de biotita e muscovita	Moderada	Arredondada a subarredondada	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P2Bkm/Ckm	510	50	250	280	Areia Média	Quartzo (muito dominante), poucos nódulos de ferro, fragmentos de feldspato e cristais de calcita	Moderada	Subarredondadao a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e poucos minerais de argilas com óxidos de	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P1C1	1310	60	350	685	Areia Média	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro e muito poucos fragmentos de feldspato	Moderada a probremente selecionada	Subarredondadao a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e muito poucos minerais de argila com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P1Btkm	453	50	160	251	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro e poucos fragmentos de feldspato, biotita e cristais de	Moderada	Arredondada a subarredondada	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Prismas e blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e frequentes minerais de argilas com óxidos de	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P1Btkm/C	834	30	150	432	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), poucos fragmentos de biotita e muitos poucos nódulos de ferro e fragmentos de	Moderada	Arredondada a subarredondada	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e poucos minerais de argilas com óxidos de	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa

P/Hz: Perfil e Horizonte; **M:** Média; **GS:** Grau de Seleção; **AR:** Arredondamento; **EF:** Esfericidade; **RU:** Rugosidade; **O:** Orientação; **S/O:** Sem Orientação; **D:** Distribuição; **S/R:** Sem Relação; **G:** Granulometria; **TC:** Tamanho das Classes.

* Considerou-se o comprimento da moda do grão de quartzo.

Tabela 37. Descrição da microestrutura da Seção S7

SEÇÃO S7														
PERFIS 1-2														
P/Hz	Descrição da Microestrutura													
	Pedalidade				Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)									
	AG	Tipo	GD	GA	Fundo Matricial (S-Matrix ou Groundmass)									
					Plasma ou Micromassa* ou Material Fino (F)		Esqueleto ou Material Grosso (G)			Poro			GF	Distribuição Relativa ou Estrutura de Base (Trama)
					Fábrica Birrefringente ou Trama Birrefringente (Estrutura ou Separação)	A (%)	PA	GAL	A (%)	Gênese	Tipo	A (%)		
P2C1	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Poroestriada	40%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Cruzada (C.2) para o microclínio (feldspato)	2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	55%	Lito ou pedoporo	Porosidade fissural	5%	5/4	Porfírica Fechada-Quitônica
P2Bkm1	Pédico	Laminar	Moderadamente a fracamente desenvolvido	Parcialmente acomodado	Cristalítica	50%	Pontilhada (D) para o quartzo; Linear Irregular (B) para o feldspato e Linear Paralela (C.1) para	1 (2,5-25%); 1 (2,5-25%) e 3 (75-97,5)	40%	Bio e pedoporo	Interporos de canais, cavidades e fissurais	10%	4/5	Porfírica Aberta
P2Bkm2	Pédico	Laminar	Moderadamente a fracamente desenvolvido	Parcialmente acomodado	Cristalítica	60%	Pontilhada (D) para o quartzo; Linear Irregular (B) para o feldspato; Linear Paralela (C.1) para a biotita e Linear Paralela (C.1) para a moscovita	1 (2,5-25%); 2 (25-75%); 3 (75-97,5) e 1 (2,5-25%)	40%	Bio e pedoporo	Interporos de canais, cavidades e fissurais	10%	4/6	Porfírica Aberta
P2Bkm/ Ckm	Pédico	Laminar	Fracamente desenvolvido	Parcialmente acomodado	Poroestriada, Cristalítica	40%	Linear Irregular (B) para o feldspato	1 (2,5-25%)	50%	Pedoporo	Interporo fissural	10%	5/4	Porfírica Fechada-Quitônica
P1C1	Apedal	Maciça	-	-	Poroestriada, Cristalítica	50%	Pontilhada (D) para o quartzo	1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P1Btkm	Pédico	Prismática	Moderadamente desenvolvida	Parcialmente acomodado	Poroestriada, Granoestriada, Salpicada Grânida	40%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Paralela (C.1) para a biotita	2 (25-75%) e 3 (75-97,5)	40%	Pedo e bioporo	Interporos fissurais, de cavidades e de canais	20%	1	Porfírica Fechada-Quitônica-Enáulica
P1Btkm/C	Pédico	Prismática	Moderadamente desenvolvida	Parcialmente acomodado	Granoestriada, Poroestriada, Salpicada Grânida	45%	Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%)	35%	Pedoporo	Interporos fissurais e de cavidades	20%	3/4	Porfírica Fechada-Enáulica-Quitônica

P/Hz: Perfil e Horizonte; AG: Agregação; GD: Grau de Desenvolvimento; GA: Grau de Acomodação; A: Abundância; PA: Padrão de Alteração; GAL: Grau de Alteração (Classe e Percentual); GF: Relação entre Mat. Grosso (G) e Fino (F).

* O termo micromassa difere um pouco do termo plasma (proposto por Brewer, 1964). Na micromassa, o tamanho das partículas que a compõe pode ser maior ou iguais ao limite de 2 um fixado por Brewer (1964).

Tabela 38. Descrição das pedofeições da Seção S7

SEÇÃO S7																	
PERFIS 1-2																	
P/Hz	Descrição da Microestrutura																
	Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)																
	Feições Pedológicas (Estruturas Associadas)																
	Feições Texturais								Feições Amorfas						Feições Cristalinas		
	Revestimento (Cutãs - Concentrações Plásmicas)					Preenchimento (Pedotúbulos)			Nódulos (Glêbulas)						Cristalárias		
	Morfologia	Limite (CN)	Extinção	Classificação	Origem	Classe (Tipo)	Origem	Natureza	Classe (Tipo)	Natureza	ME	GI	Estabilidade	Tamanho (Comprimento em µm)	Classe (Tipo)	Natureza	Fabrica Interna
P2C1	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcità)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raiz	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Calcita micrítica	Típico, arredondado e esférico	Puro	Estável	micrométricos a centimétricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
	Hiporrevestimento típico de poro (hipocalcità)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão											Típica calcítica	Calcita de nódulo
P2Bkm1	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcità)	Forte e claro	Difusa	Calcita esparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raiz	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Septário	Óxido de ferro	ameboidal	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
									Nucléico septário	Calcita esparítica	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Estável	micrométricos			
						Denso incompleto de canal	Atividade biológica (bioturbação)	Material calcítico e de óxido de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Puro	Estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
									Típico	Óxido de ferro	Fragmentado	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos a centimétricos			
					Solto contínuo de poro	Difusão	Silicosa (calcedônia ou paligorskita secundária)	Concêntrico	Calcita micrítica e óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estpavel	micrométricos a centimétricos	Típica calcítica	Calcita de nódulo	Equigranular	
P2Bkm2	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcità)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raiz	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Puro	Pouco estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Inequigranular
P2Bkm/Ckm	Hiporrevestimento típico de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo	Difusão	Calcita esparítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Puro	Pouco estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Inequigranular
P1C1	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcità)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raiz	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
						Solto descontinuo de raiz	Difusão	Silicosa (calcedônia ou paligorskita secundária)	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P1Btkm	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrítica	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrítica	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P1Btkm/C	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrítica	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular

P/Hz: Perfil e Horizonte; CN: Contraste e Nitidez; ME: Morfologia Externa; GI: Grau de Impregnação

Tabela 39. Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S8

SEÇÃO S8																					
PERFIS 1-5																					
P/Hz	Características Gerais de Descrição																				
	Material Grosso (G) ou Esqueleto													Material Fino (F) ou Plasma						G	
	Tamanho (Comprimento em µm)					Composição	GS	AR	EF	RU	Limites		Forma	O	D		Composição	O	D		TC
	Máx	Min	Moda	M	Classe*						Contraste	Nítidez		De Base	De Base	Referida		De Base	De Base	Referida	
P5-1C	745	50	250	397	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Modera a pobremente selecionado	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5-2C	1932	54	260	993	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderadamente selecionado	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5-3C	1114	60	270	587	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato e de biotita, raros fragmentos de zircônio	Moderadamente selecionado	Subarredondada a subangular	Moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5-4C	750	68	290	409	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderadamente selecionado	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5-5C	948	60	270	504	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subangular	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5-6C	1093	57	260	575	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P5Bt1	334	70	150	202	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de muscovita	Bem selecionado	Arredondada a subarredondada	Moderadamente a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P4C1	1450	44	250	747	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Subarredondada a subangular	Moderadamente a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P4Bt1	874	47	240	460	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P4Bt2	1330	53	270	691	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro, fragmentos de feldspato e cristais de calcedônia	Moderadamente selecionado	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P4BtC	980	58	300	519	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderadamente selecionado	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes a poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P3C1	800	58	270	429	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderadamente selecionado	Subarredondada	Moderadamente a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P2C1	927	52	320	489	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato, raros cristais de calcedônia	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P2Btkm1	700	50	300	375	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderadamente selecionado	Subarredondada a subangular	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (dominante), frequentes a poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Argilo Arenosa
P2Btkmc	976	60	315	518	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro e fragmentos de feldspato, poucos fragmentos de biotita	Moderadamente selecionado	Subarredondada a subangular	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (poucos)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Areno Argilosa
P1C1	1121	50	185	585	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), poucos nódulos de ferro, muito poucos fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa
P1C2	922	45	190	483	Areia Fina	Quartzo (muito dominante), poucos nódulos de ferro, muito poucos fragmentos de feldspato	Boa a moderada seleção	Arredondada a subarredondada	Esférica a moderadamente esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos (muito dominante) e prismas (frequente)	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), poucos minerais de argilas com óxidos de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Arenosa

P/Hz: Perfil e Horizonte; M: Média; GS: Grau de Seleção; AR: Arredondamento; EF: Esfericidade; RU: Rugosidade; O: Orientação; S/O: Sem Orientação; D: Distribuição; S/R: Sem Relação; **G:** Granulometria; TC: Tamanho das Classes.

* Considerou-se o comprimento da moda do grão de quartzo.

Tabela 40. Descrição da microestrutura da Seção S8

SEÇÃO S8														
PERFIS 1-5														
P/Hz	Descrição da Microestrutura													
	Pedalidade				Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)									
	AG	Tipo	GD	GA	Fundo Matricial (S-Matrix ou Groundmass)									
					Plasma ou Micromassa* ou Material Fino (F)		Esqueleto ou Material Grosso (G)			Poro			GF	Distribuição Relativa ou Estrutura de Base (Trama)
					Fábrica Birrefringente ou Trama Birrefringente (Estrutura ou Separação Plásmica)	A (%)	PA	GAL	A (%)	Gênese	Tipo	A (%)		
P5-1C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada	50%	Linear Irregular (B) para o feldspato e Pontilhada (D) para o quartzo	1 (2,5-25%) e 1 (2,5-25%)	40%	Lito e pedoporo	Porosidade cavitária	10%	4/5	Quitônica-Porfírica Fechada
P5-2C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada	50%	Linear Irregular (B) para o quartzo	1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica-Quitônica
P5-3C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada	50%	Pontilhada (D) para o	1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P5-4C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada	50%	Pontilhada (D) para o	1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P5-5C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada	50%	Pontilhada (D) para o	2 (25-75%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P5-6C	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Poroestriada	50%	Linear Irregular (B) para o feldspato e Complexa (E) para o quartzo	2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	40%	Lito e pedoporo	Porosidade cavitária e fissural	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P5Bt1	Pédico	Prismática	Parcial a fortemente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Poroestriada, Monoestriada	40%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Paralela para a moscovita	1 (2,5-25%) e 3 (75-97,5%)	30%	Pedoporo	Interporos fissurais e cavitários	30%	3/5	Porfírica Fechada-Quitônica-Enáulica
P4C1	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Salpicada Grânida	50%	Linear Paralela (C.1) para o quartzo e Linear Irregular (B) para o feldspato	0 (0-2,5%) e 1 (2,5-25%)	40%	Lito e pedoporo	Porosidade cavitária	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P4Bt1	Pédico	Complexa (prismática tendendo a blocos)	Moderadamente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Poroestriada	50%	Linear Paralela (C.1) para o quarto; Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Irregular (B) para o nódulo de ferro	3 (75-97,5%); 1 (2,5-25%) e 2 (25-75%)	30%	Pedoporo	Interporos de cavidade e fissural	20%	3/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P4Bt2	Pédico	Complexa (prismática)	Fracamente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Poroestriada	50%	Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%)	40%	Pedoporo	Interporos cavitários	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P4BtC	Pédico	Complexa (prismática)	Fracamente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Poroestriada	50%	Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%)	40%	Pedoporo	Interporos cavitários	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P3C1	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Poroestriada	40%	Pontilhada (D) para o quartzo	0 (0-2,5%)	40%	Lito e pedoporo	Porosidade cavitária	20%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P2C1	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Poroestriada, Salpicada Grânida	60%	Pontilhada (D) para o quartzo (calcedônia)	2 (25-75%)	40%	-	-	0%	2/3	Porfírica Fechada-Quitônica
P2Btkm1	Pédico	Prismática	Fracamente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada	50%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Irregular (B) para o feldspato	1 (2,5-25%) e 2 (25-75%)	40%	Pedoporo	Interporos cavitários	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P2BtkmC	Pédico	Complexa (prismática tendendo a maciça)	Fracamente desenvolvida	Parcialmente acomodada	Granoestriada, Cristáltica (porção superior direita), Monoestriada, Salpicada Grânida	50%	Linear Paralela (C.1) e Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	40%	Pedoporo	Interporos cavitários	10%	4/5	Porfírica Fechada-Quitônica
P1C1	Apedal	Maciça	-	-	Cristáltica, Granoestriada	40%	Linear Irregular (B) para o feldspato	2 (25-75%)	40%	Lito e pedoporo	Poros de câmaras e	20%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P1C2	Apedal	Maciça	-	-	Granoestriada, Cristáltica	45%	Linear Irregular (B) para o quartzo e Complexa (E) para o feldspato	1 (2,5-25%) e 2 (25-75%)	40%	Lito e pedoporo	Porosidade cavitária	15%	8/9	Porfírica-Quitônica

P/Hz: Perfil e Horizonte; AG: Agregação; GD: Grau de Desenvolvimento; GA: Grau de Acomodação; A: Abundância; PA: Padrão de Alteração; GAL: Grau de Alteração (Classe e Percentual); GF: Relação entre Mat. Grosso (G) e Fino (F).

* O termo micromassa difere um pouco do termo plasma (proposto por Brewer, 1964). Na micromassa, o tamanho das partículas que a compõe pode ser maior ou iguais ao limite de 2 um fixado por Brewer (1964).

Tabela 41. Descrição das pedofeições da Seção S8

SEÇÃO S8																	
PERFIS 1-5																	
P/Hz	Descrição da Microestrutura																
	Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)																
	Feições Pedológicas (Estruturas Associadas)																
	Feições Texturais								Feições Amorfas						Feições Cristalinas		
	Revestimento (Cutãs - Concentrações Plásmicas)					Preenchimento (Pedotúbulos)			Nódulos (Glêbulas)						Cristalárias		
	Morfologia	Limite (CN)	Extinção	Classificação	Origem	Classe (Tipo)	Origem	Natureza	Classe (Tipo)	Natureza	ME	GI	Estabilidade	Tamanho (Comprimento em µm)	Classe (Tipo)	Natureza	Fabrica Interna
P5-1C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5-2C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5-3C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5-4C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5-5C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5-6C	Hiporrevestimento de grão e poro	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo, solto contínuo, denso e incompleto	Difusão	Paligorskita e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P5Bt1	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	-	-	-
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxdos de	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P4C1	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro,	Difusão	Solto descontínuo	Difusão	Paligorskita, calcita micrítica e argila com	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P4Bt1	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	-	-	-
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxdos de	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P4Bt2	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	-	-	-
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxdos de	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	-	-	-
P4BtC	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	-	-	-
	-	-	-	-	-	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro,	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	-	-	-
P3C1	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro,	Difusão	Solto descontínuo	Difusão	Paligorskita, calcita micrítica e argila com	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P2C1	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Argila com óxidos de ferro,	Difusão	Solto descontínuo	Difusão	Paligorskita, calcita micrítica e argila com	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	-	-	-
P2Btkm1	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrítica	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
	Revestimento	Forte e claro	Nítido	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrfítica	Difusão	Solto e descontínuo	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos a centimétricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P2Btkmc	Hiporrevestimento típico de grão	Forte e claro	Difusa	Argila e material com óxdos de ferro, calcita micrítica	Difusão	Denso e incompleto com contraste nítido	Difusão	Argial e material com óxidos de ferro, paligorskita, calcita micrítica	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P1C1	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida , argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo	Difusão	Paligorskita, calcita micrítica e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P1C2	Hiporrevestimento de grão	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida , argila com óxidos de ferro	Difusão	Solto descontínuo	Difusão	Paligorskita, calcita micrítica e argila com óxidos de ferro	Típico	Óxido de ferro e calcita	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	micrométricos	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular

P/Hz: Perfil e Horizonte; CN: Contraste e Nitidez; ME: Morfologia Externa; GI: Grau de Impregnação

Tabela 42. Descrição do material fino, material e granulometria da Seção S9

SEÇÃO S9																					
PERFIS 1-2																					
P/Hz	Características Gerais de Descrição																				
	Material Grosso (G) ou Esqueleto															Material Fino (F) ou Plasma				G	
	Tamanho (Comprimento em µm)					Composição	GS	AR	EF	RU	Limites		Forma	O	D		Composição	O	D		TC
	Máx	Min	Moda	M	Classe*						Contraste	Nítidez		De Base	De Base	Referida		De Base	De Base	Referida	
P2Bkm1	717	50	250	383	Areia Média	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro, poucos cristais de calcita e muito poucos fragmentos de feldspato, raros fragmentos de	Moderada a pobremente selecionado	Arredondada a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Forte)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante), frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro e paligorskita	S/O	Aleatória	S/R	Argiloarenosa
P2Bkm2	960	53	280	506	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos cristais de calcita, nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderada a pobremente selecionado	Arredondada a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e frequentes minerais de argilas com óxidos de ferro, poucos minerais de	S/O	Aleatória	S/R	Argiloarenosa
P2C1	1090	40	270	565	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos cristais de calcita e paligorskita, nódulos de ferro e fragmentos de	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondado a subangular	Pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO3 (muito dominante) e muito poucos minerais de argila com óxido de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Franco argiloarenosa
P2C2	1420	52	350	736	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos cristais de calcita, nódulos de ferro e fragmentos de feldspato	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondado a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa a ondulada	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e muito poucos minerais de argila com óxido de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Franco argiloarenosa
P1C1	1700	40	390	870	Areia Média	Quartzo (muito dominante), muito poucos nódulos de ferro, fragmentos de feldspato e cristais de calcita	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondado a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e muito poucos minerais de argila com óxido de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Franco argiloarenosa
P1C2	1530	56	370	793	Areia Média	Quartzo (muito dominante), frequentes nódulos de ferro, poucos cristais de calcita e muito poucos fragmentos de	Moderada a pobremente selecionado	Subarredondado a subangular	Esférica a pouco esférica	Lisa	Proeminente (Fote)	Nítido	Blocos e prismas	S/O	Aleatória	S/R	Cimento de CaCO ₃ (muito dominante) e muito poucos minerais de argila com óxido de ferro	S/O	Aleatória	S/R	Franco argiloarenosa

P/Hz: Perfil e Horizonte; **M:** Média; **GS:** Grau de Seleção; **AR:** Arredondamento; **EF:** Esfericidade; **RU:** Rugosidade; **O:** Orientação; **S/O:** Sem Orientação; **D:** Distribuição; **S/R:** Sem Relação; **G:** Granulometria; **TC:** Tamanho das Classes.

* Considerou-se o comprimento da moda do grão de quartzo.

Tabela 43. Descrição da microestrutura da Seção S9

SEÇÃO S9														
PERFIS 1-2														
P/Hz	Descrição da Microestrutura													
	Pedalidade				Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)									
	AG	Tipo	GD	GA	Fundo Matricial (<i>S-Matrix</i> ou <i>Groundmass</i>)									
					Plasma ou Micromassa* ou Material Fino (F)		Esqueleto ou Material Grosso (G)			Poro			GF	Distribuição Relativa ou Estrutura de Base (Trama)
					Fábrica Birrefringente ou Trama Birrefringente (Estrutura ou Separação Plásmica)	A (%)	PA	GAL	A (%)	Gênese	Tipo	A (%)		
P2Bkm1	Pédico	Bloco subangular	Moderadamente desenvolvido	Parcialmente acomodado	Cristalítica	60%	Linear Paralela (C.1) para o feldspato e Pontilhada (D) para o quartzo	3 (75-97,5%) e 1 (2,5-25%)	30%	Pedo e bioporo	Porosidade transagregada de cavidade e de fissura nos agregados terciários; Porosidade	10%	1/2	Porfírica Aberta-Quitônica-Gefúrica
P2Bkm2	Pédico	Bloco Subangular	Moderada a fracamente desenvolvido	Acomodado a parcialmente acomodado	Cristalitica	55%	Pontilhada (D) para o quartzo e Linear Paralelo (C.1) para o feldspato	1 (2,5-25%) e 3 (75-97,5%)	40%	Pedoporo	Porosidade transagregada de cavidade e de fissura nos agregados terciários; Porosidade	5%	4/5	Porfírica Abetra-Quitônica
P2C1	Apedal	Maciça	-	-	Cristalítica	60%	Pontilhada (D) para o quartzo	0 (0-2,5%)	40%	-	-	0%	2/3	Porfírica Fechada-Quitônica
P2C2	Apedal	Maciça	-	-	Cristalítica	50%	Linear Paralela (C.1) para o feldspato e Complexa (E) para a calcedônia	3 (75-97,5%) e 1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada
P1C1	Apedal	Maciça	-	-	Cristalítica, Granoestriada	40%	Linear Paralela (C.1) para o feldspato; Complexa (E) e Pontilhada (D) para o quartzo	2 (25-75%); 2 (25-75%) e 1 (2,5-25%)	40%	Bioporo	Porosidade em canais	10%	1	Porfírica Fechada-Quitônica
P1C2	Apedal	Maciça	-	-	Cristalítica	50%	Linear Paralela (C.1) para o feldspato e Pontilhada (D) para o quartzo	1 (2,5-25%) e 1 (2,5-25%)	50%	-	-	0%	1	Porfírica Fechada

P/Hz: Perfil e Horizonte; AG: Agregação; GD: Grau de Desenvolvimento; GA: Grau de Acomodação; A: Abundância; PA: Padrão de Alteração; GAL: Grau de Alteração (Classe e Percentual); GF: Relação entre Mat. Grosso (G) e Fino (F).

* O termo micromassa difere um pouco do termo plasma (proposto por Brewer, 1964). Na micromassa, o tamanho das partículas que a compõe pode ser maior ou iguais ao limite de 2 um fixado por Brewer (1964).

Tabela 44. Descrição das pedofeições da Seção S9

SEÇÃO S9																	
PERFIS 1-2																	
P/Hz	Descrição da Microestrutura																
	Fábrica (Contextura ou Trama ou Assembléia)																
	Feições Pedológicas (Estruturas Associadas)																
	Feições Texturais						Feições Amorfas							Feições Cristalinas			
	Revestimento (Cutãs - Concentrações Plásmicas)					Preenchimento (Pedotúbulos)			Nódulos (Glébulas)						Cristalárias		
	Morfologia	Limite (CN)	Extinção	Classificação	Origem	Classe (Tipo)	Origem	Natureza	Classe (Tipo)	Natureza	ME	GI	Estabilidade	Tamanho (Comprimento em µm)	Classe (Tipo)	Natureza	Fabrica Interna
P2Bkm1	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcitã)	Forte e claro	Difusa	Calcita esparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raízf	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Septárico	Óxido de ferro	ameboidal	Fortemente impregnado	Estável	145	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
						Denso incompleto de canal	Atividade biológica (bioturbação)	Material calcítico e de óxido de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Puro	Estável	60	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
						Solto contínuo de poro	Difusão	Silicosa (calcedônia ou paligorskita secundária)	Concêntrico	Calcita micrítica e óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Instável	1.026			
P2Bkm2	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcitã)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raízf	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Puro	Pouco estável	400	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Inequigranular
P2C1	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcitã)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raízf	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Moderadamente impregnado	Instável	900	Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
						Solto descontínuo de raízf	Difusão	Silicosa (calcedônia ou paligorskita secundária)	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Estável	213	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
P2C2	Hiporrevestimento típico de poro					Denso completo de canal de raízf	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Nucléico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fracamente impregnado	Pouco estável	372	Típica calcítica	Calcita de quase-revestimento	Equigranular
	Quase-revestimento de grão					Solto contínuo de canal	Bioturbação (escavação animal)	Argila com óxido de ferro									
P1C1	-	-	-	-	-	Solto contínuo de poro	Difusão	Material calcítico e de óxido de ferro	Típico	Óxido de ferro	Típico, arredondado e esférico	Fortemente impregnado	Pouco estável	605	Típica calcítica	Calcita esparítica	Equigranular
									Típico	Óxido de ferro	ameboidal	Moderadamente impregnado	Instável	684			
P1C2	Hiporrevestimento típico de grão (hipocalcitã)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão	Denso completo de canal de raiz	Raízes (rizoconcreções)	Calcita esparítica	Típico	Calcita micrítica	Típico, arredondado e esférico	Puro	Estável	3.556	Típica calcítica	Calcita de hiporrevestimento	Equigranular
	Hiporrevestimento típico de poro (hipocalcitã)	Forte e claro	Difusa	Calcita microesparítica límpida	Difusão										Típica calcítica	Calcita de preenchimento	Equigranular
															Típica calcítica	Calcita de nódulo	Equigranular

P/Hz: Perfil e Horizonte; CN: Contraste e Nitidez; ME: Morfologia Externa; GI: Grau de Impregnação

8.6. Mineralogia

Foram identificados oito minerais nas seções: ankerita, calcita, haloisita hidratada, montmorillonita (bentonita), nontronita, quartzo, paligorskita e saponita (Tabela 45).

Tabela 45. Fases minerais identificadas nas seções

Fase Mineral	2θ (CuKα)	d (Å)	I (%)	Fase Mineral	2θ (CuKα)	d (Å)	I (%)
Ankerita (A) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-084-2066 do ICSD	23,976	3,70855	14	Quartzo (Q) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-086-1629 do ICSD	39,522	2,27836	7,4
	30,804	2,90032	100		40,373	2,23223	3,4
	37,257	2,4115	13,9		42,548	2,12306	5,2
	40,989	2,20013	19,5		45,892	1,97583	2,8
	44,908	2,01682	8,6		50,227	1,81497	11
Calcita (C) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-072-1652 do ICSD	23,069	3,85229	9,8		55,396	1,65722	1,6
	29,452	3,03034	100		57,367	1,60488	0,2
	31,547	2,83367	2,1	Quartzo (Q) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-083-0539 do ICSD	20,827	4,26171	21,7
	35,966	2,495	13,9		36,488	2,4605	6,5
	39,429	2,28351	18,4		50,046	1,82111	11,3
	43,164	2,09415	14,5		59,857	1,54395	7,9
	47,646	1,9071	18,4	Paligorskita (Pa) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-021-0550 do ICSD	8,495	10,4	100
	48,58	1,87258	19,3		13,913	6,36	14
	56,559	1,62588	3,2		16,402	5,4	10
57,401	1,60402	8,8	19,846		4,47	20	
Haloisita Hidratada (H) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-029-1489 do ICSD	8,836	10	100		24,165	3,68	16
				Paligorskita (Pa ₁) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-082-1873 do ICSD	22,493	3,94967	12,6
Montmorilonita - M (Bentonita) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-003-0015 do ICSD	5,887	15	100			25,726	3,46018
					27,439	3,24789	0,6
					35,681	2,51427	3,3
					41,256	2,18648	2,2
					51,872	1,76123	1
Nontronita (N) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-029-1497 do ICSD	5,81	15,2	100	Paligorskita (Pa ₂)	8,414	10,5	100
	19,801	4,48	55	Código de Referência: arquivo PDF-3 00-005-0099 do ICSD	27,594	3,23	100
					34,331	2,61	80
Nontronita (N ₁) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-002-0017 do ICSD	6,008	14,7	100	Saponita (S) Código de Referência: arquivo PDF-3 00-029-1491 do ICSD	5,697	15,5	100
Quartzo (Q) Código de Referência: arquivo PDF-3 01-086-1629 do ICSD	20,904	4,24612	21,2	Saponita (S ₁)	5,734	15,4	100
	26,686	3,3378	100	Código de Referência: arquivo PDF-3 00-005-0068 do ICSD			
	36,627	2,4515	7,3				

2 θ (CuK α): ângulo 2 Theta, numa geometria Bragg-Bretano vertical, que opera com tubos de cobre ($\lambda=1,54\text{ Å}$) na radiação K α proveniente da camada mais interna K do átomo do metal alvo. **d (Å):** espaçamento “d” (distância interatômica) do mineral. **I (%):** intensidade dos picos das fases minerais.

A nontronita, paligorskita e saponita apresentaram mais de uma fórmula química e por isso receberam denominações (simbologias) variadas como N e N₁, como Pa, Pa₁ e Pa₂ ou como S e S₁ (Tabelas 45 e 46).

Tabela 46. Fórmula química, classificação e composição dos minerais encontrados na área de estudos

Mineral	Fórmula Química	Classificação	Composição
Ankerita (A)	$\text{Ca}_{1,01}\text{Mg}_{0,45}\text{Fe}_{0,54}(\text{CO}_3)_2$	Carbonatos	19,42% de Ca + 3,53% de Mg + 2,66% de Mn + 16,24% de Fe + 11,64% de C + 46,51% de O (27,17% CaO + 5,86% MgO + 3,44% MnO + 20,89% FeO + 42,65% CO ₂)
Calcita (C)	CaCO_3	Carbonatos	40,04% de Ca + 12,00% de C + 47,96% de O (56,03% CaO + 43,97% CO ₂)
Haloisita Hidrata (H)	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	1:1 (Grupo da Caulinita)	20,90% de Al + 21,76% de Si + 1,56% de H + 55,78% de O (39,50% Al ₂ O ₃ + 46,55% SiO ₂ + 13,96% H ₂ O)
Montmorilonita - M (Bentonita)	$(\text{Na}, \text{Ca})_{0,3}(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$	2:1 (Esmectita Dioctraedral)	0,48% de Na + 0,73% de Ca + 9,83% de Al + 20,46% de Si + 4,04% de H + 64,11% de O (1,13% Na ₂ O + 1,02% CaO + 18,57% Al ₂ O ₃ + 43,77% SiO ₂ + 36,09% H ₂ O)
Nontronita (N)	$\text{Na}_{0,3}\text{Fe}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2:1 (Esmectita Dioctraedral)	1,39% de Na + 5,44% de Al + 22,52% de Fe + 16,99% de Si + 2,03% de H + 51,62% de O (1,87% Na ₂ O + 10,25% Al ₂ O ₃ + 32,20% Fe ₂ O ₃ + 36,35% SiO ₂ + 18,16 H ₂ O)
Nontronita (N ₁)	$\text{Na}_{0,33}\text{Fe}_{2+3}(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$	2:1 (Esmectita Dioctraedral)	1,39% de Na + 5,44% de Al + 22,52% de Fe + 16,99% de Si + 2,03% de H + 51,62% de O (1,87% Na ₂ O + 10,25% Al ₂ O ₃ + 32,20% Fe ₂ O ₃ + 36,35% SiO ₂ + 18,16 H ₂ O)
Quartzo (Q)	(SiO_2)	Tectossilicato (Grupo da Sílica)	46,74% de Si + 53,26% de O (100% SiO ₂)
Paligorskita (Pa)	$(\text{Mg}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Grupo Paligorskita-Sepiolita*	8,86% de Mg + 3,28% de Al + 27,31% de Si + 2,21% de H + 58,34% de O (14,70% MgO + 6,20% Al ₂ O ₃ + 58,43% SiO ₂ + 19,71% H ₂ O)
Paligorskita (Pa ₁)	$\frac{(\text{Mg}_{2,074}\text{Al}_{1,026})}{(\text{Si}_4\text{O}_{10,48})_2(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_{10,68}}$	Grupo Paligorskita-Sepiolita*	8,86% de Mg + 3,28% de Al + 27,31% de Si + 2,21% de H + 58,34% de O (14,70% MgO + 6,20% Al ₂ O ₃ + 58,43% SiO ₂ + 19,71% H ₂ O)
Paligorskita (Pa ₂)	$\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	Grupo Paligorskita-Sepiolita*	8,86% de Mg + 3,28% de Al + 27,31% de Si + 2,21% de H + 58,34% de O (14,70% MgO + 6,20% Al ₂ O ₃ + 58,43% SiO ₂ + 19,71% H ₂ O)
Saponita (S)	$\text{Ca}_{0,2}\text{Mg}_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2:1 (Esmectita Trioctraedral)	0,48% de Na + 0,83% de Ca + 11,39% de Mg + 5,62% de Al + 8,72% de Fe + 17,55% de Si + 2,10% de H + 53,31% de O (0,65% Na ₂ O + 1,17% CaO + 18,89% MgO + 10,62% Al ₂ O ₃ + 11,22% FeO + 37,54% SiO ₂ + 18,76% H ₂ O)
Saponita (S ₁)	$\text{Ca}_{0,5}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{O}, \text{H})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	2:1 (Esmectita Trioctraedral)	0,48% de Na + 0,83% de Ca + 11,39% de Mg + 5,62% de Al + 8,72% de Fe + 17,55% de Si + 2,10% de H + 53,31% de O (0,65% Na ₂ O + 1,17% CaO + 18,89% MgO + 10,62% Al ₂ O ₃ + 11,22% FeO + 37,54% SiO ₂ + 18,76% H ₂ O)

*Minerais de argila com estrutura em cadeia.

Fonte: ICSD (2014) e *Mineralogy Database* (2014).

Os minerais determinados pela difração de raios-X pertencem à classe dos carbonatos (ankerita e calcita), dos minerais silicatados (tectossilicatos) como o quartzo (grupo da sílica), dos argilominerais 1:1 (haloisita do grupo da caulinita), dos argilominerais 2:1 como a montmorilonita e nontronita (grupo das esmectitas dioctraedrais), e saponita (esmectitas trioctraedrais), além dos minerais fibrosos (grupo da paligorskita-sepiolita) como a paligorskita (Tabela 46).

Através da análise por refinamento Rietveld, a mineralogia das seções S7, S8 e S9 foram quantificadas (Figuras 60 e 61, Tabelas 47, 48 e 49).

Tabela 47. Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S7)

PH	(%)								Total
	Calcita	Quartzo	Paligorskita	M	Ankerita	Nontronita	Saponita	Haloisita	
P2C1	22,5	60,7	16,8						100
P2Bkm1	54,1	34	11,9						100
P2Bkm2	37,4	44,2	18,4						100
P2Bk/Ck	13,6	57,6	22,1			6,7			100
P1C1	39,8	41,8	17,7	0,7					100
P1Btkm	16,1	37,4	27,1				19,4		100
P1Btkm/C	5,6	46,7	18,1				29,6		100

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Montmorilonita (Bentonita)

Tabela 48. Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S8)

PH	(%)								Total
	Calcita	Quartzo	Paligorskita	M	Ankerita	Nontronita	Saponita	Haloisita	
P5-1C		70,4	29,6						100
P5-2C		74,8	25,2						100
P5-3C		77,5	22,5						100
P5-4C		85,5	14,5						100
P5-5C		77,6	22,4						100
P5-6C		77,9	22,1						100
P5Bt1		70,2	9,8			20			100
P4C1		73,9	25,7	0,4					100
P4Bt1		79,2	20,1	0,7					100
P4Bt2		61,1	12,6				26,3		100
P4Btc		47,5	23,7				28,8		100
P3C1		72,6	27,4						100
P2C1	46,8	35,6	17,6						100
P2Bt1	33,8	43	22,7					0,5	100
P2Btc	43,6	44,6	11,8						100
P1C1	41,3	41,9	10,2			6,6			100
P1C2	24,2	58,8	16,6	0,4					100

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Montmorilonita (Bentonita)

Tabela 49. Quantificação dos minerais em percentual pelo Refinamento Rietveld (Seção S9)

PH	(%)								Total
	Calcita	Quartzo	Paligorskita	M	Ankerita	Nontronita	Saponita	Haloisita	
P2Bkm1	60,3	22,2	17,5						100
P2Bkm2	73,9	16,5	9,6						100
P2C1	53,1	30,9	16						100
P2C2	43	19,2	17,5		20,3				100
P1C1	23,9	31,5	13,4		31,2				100
P1C2	51	18,1	14,5		16,4				100

PH: Perfil e Horizonte; **M:** Montmorilonita (Bentonita)

O mineral paligorskita foi identificado em todos os perfis das seções analisadas por refinamento Rietveld. Nos perfis com horizonte B das Seções S7, S8 e S9, o percentual da paligorskita foi bastante variável (Figuras 60 e 61, Tabelas 47, 48 e 49).

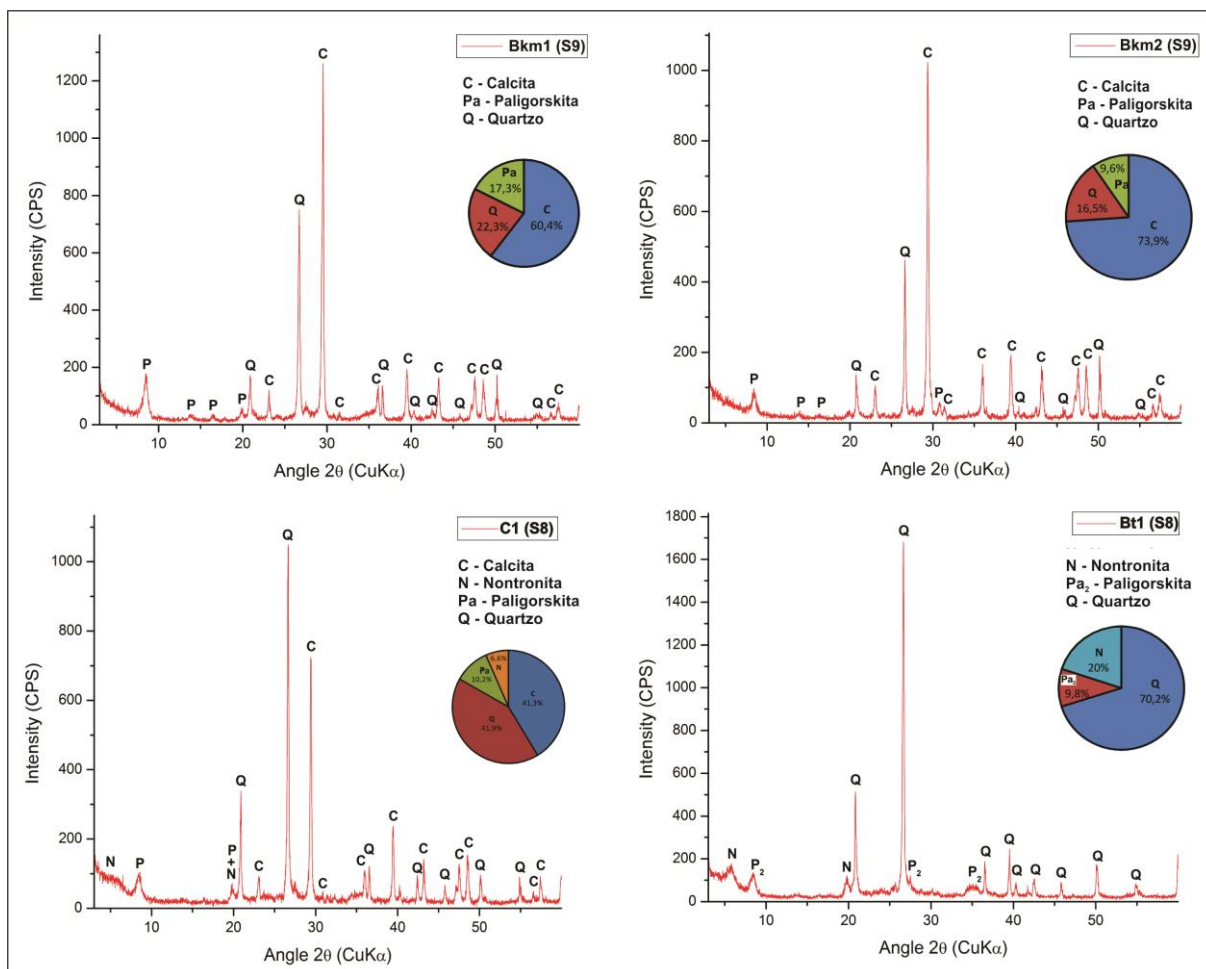


Figura 60. Difratogramas com análise quantitativa por Refinamento Rietveld de horizontes da Seção S8 e S9.

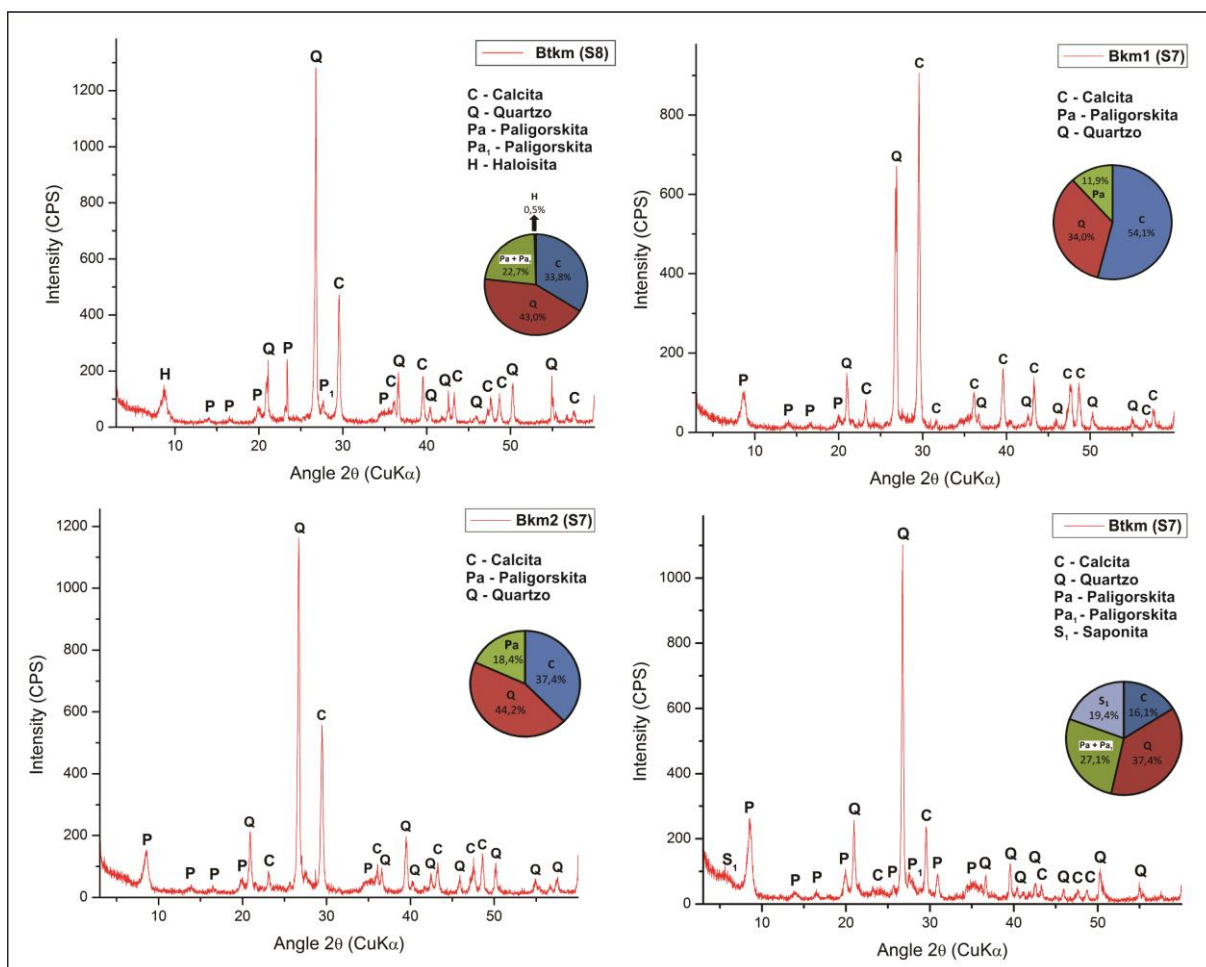


Figura 61. Difratomogramas com análise quantitativa por Refinamento Rietveld de horizontes das Seções S7 e S8.

8.7. Geoquímica

Através da espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX) foram determinados os elementos maiores (Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg), menores (P, Mn, Ti) e traços (Ba, Ce, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn, Zr) dos perfis da Seção S5, S7, S8 e S9 (Tabelas 50, 51, 52 e 53).

Óxidos com influência direta no processo de cimentação carbonática foram analisados amostragem de seções, com maiores detalhes (Figura 62).

Na Seção S9 a sílica (SiO_2) foi o óxido mais abundante (Figura 62-A), com valores acima de 50% em quase todos os horizontes, com exceção dos horizontes Bkm2 do perfil 2 e C2 do perfil 1, que apresentaram respectivamente um percentual de 35,19% e 41,79%. Esses dois horizontes supracitados tiveram os maiores teores de CaO, com uma percentagem de 30,89% no horizonte Bkm2 e de 24,5% no horizonte C2.

A sílica (SiO_2), óxido mais abundante na Seção S8, apresentou percentuais maiores que na Seção S9, com variações entre 65,67% e 90,1% (Figura 62-B). O menor teor de CaO

(0,11%) e maior percentual de SiO₂ (90,1%) ocorreu no horizonte C1 do perfil 2. A maior concentração de Fe₂O₃ (3,46%) ocorreu no horizonte Bt1 do perfil 5 (Figura 62-B).

Na Seção S7, a sílica (SiO₂) também foi o óxido mais abundante (Figura 62-C). As taxas de SiO₂ variaram entre 49,5% (P2Bkm1) e 81,08% (P2C1). O maior teor de CaO (21,7%) e menor percentual de SiO₂ (49,5%) ocorreu no horizonte Bkm1 do perfil 2, enquanto a maior concentração de Fe₂O₃ (2,74%) ocorreu no horizonte Btkm do perfil 1.

Tabela 50. Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S5)

PH	P1C	P1Bt	P2C2	P2C1	P2Bt	P3C	P4C	P4Bkm/C	P5Ckm	P5Bk/Ck	P5Bkm	P6Ckm	P6Bk/Ck	P7Ckm	P7Bk/Ck	P8Ckm	P8Ckm
	(%)																
SiO ₂	76,4	56,9	73,15	83,85	69,51	75,2	83,9	73,11	70,15	89,28	78,92	71,19	71,44	80,67	32,49	86,05	42,37
TiO ₂	1,16	0,73	0,82	1,07	1,02	2,3	1,38	1,32	0,51	0,74	1,26	1,02	1,37	0,85	0,44	1,05	0,57
Al ₂ O ₃	3,94	2,45	4,14	4,3	3,51	6,12	3,19	5,82	2,22	2,71	4,38	2,92	4,94	3,94	2,53	3,53	2,55
Fe ₂ O ₃	2,71	1,66	2,72	3,15	2,59	6,39	4,2	4,72	1,68	2,13	3,76	3,01	4,08	3,05	1,96	2,89	1,9
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,02	0,04	0,06	0,06	0,03	0,08	0,04	0,05
MgO	2,36	2,29	2,83	2,45	4,48	3,19	2,11	4,52	4,89	1,69	3,29	3,51	4,04	2,94	3,7	2,07	2,07
CaO	5,2	18,3	6,66	0,48	7,2	0,83	1,35	2,53	7,89	0,28	1,75	7,34	4,35	1,98	30,32	0,25	26,28
Na ₂ O	0,08	0,07	0,08	0,11	0,08	0,21	0,1	0,12	0,09	0,09	0,12	0,1	0,14	0,07	0,06	0,08	0,04
K ₂ O	1,57	0,97	1,45	1,86	1,39	2,49	1,24	2,22	1,03	1,2	1,73	1,19	1,96	1,44	0,71	1,35	0,72
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,12	0,06	0,1	0,03	0,06	0,08	0,05	0,07	0,05	0,04	0,03	0,03
P.F. (1000°C)	6,39	16,5	7,98	2,58	10,13	2,93	2,26	5,4	11,4	1,75	4,59	9,56	7,46	4,92	27,5	2,58	23,3
	(mg g ⁻¹)																
Ba	400	353	371	423	390,3	664	449	519	426	424	448	398	445	346	374	320	322
Ce	57	30	33	59	27	111	34	40	15	19	35	28	45	29	24	41	22
Cr	135	86	105	169	128	456	304	171	155	159	171	198	384	138	106	173	106
Cu	37	<1,5	45	6,6	7,37	14,3	6,9	16	27	23,3	9	18,5	11,7	8,4	2,5	8,2	1,9
Ga	5,4	4	5,9	5,1	5,9	4,7	2,7	6,8	3,4	2,3	5,7	4,1	5,3	5	5,7	3,9	4,9
La	57	42	32	32	29,33	63	22	18	26	15	14	25	31	20	38	22	32
Nb	42	25,6	27,4	34	31,33	59	24,9	35	14,2	19,2	34	22,6	43	24,6	16,6	33	23,9
Nd	44	69	18	38	28	69	16	10	22	10	12	14	21	16	36	13	28
Ni	20,9	13	25	28,4	23,1	58	42	56	18,1	26,7	40	27,3	39	30	26,3	24	18,1
Pb	12,3	7,8	10,1	12,3	9,37	19,4	9,7	11,1	5,8	6,4	9,8	8,2	14,8	7,9	10,2	10,5	11,2
Rb	35	18,6	33	41	30	49	23,1	47	18,6	23,1	35	21,7	40	31	14,7	28	14,5
Sc	12	7	11	13	9,67	17	21	10	10	15	19	16	12	13	6	11	8
Sr	232	492	193	111	316	187	123	189	632	100	160	366	286	129	1202	84	793
Th	5,8	4,5	4,4	5,5	5,87	7,6	2,4	5	4,6	3,3	5,2	3,6	5,2	2,2	2,1	4,6	4,6
V	78	47	60	84	60	142	95	80	38	63	76	65	87	62	38	73	41
Y	11,2	12,1	8,1	6,4	10,5	10,4	5,5	7,8	9,5	3,1	6,7	9,2	10,6	5,8	11,8	6	9,4
Zn	25,4	14,4	23,4	26	20,8	45	27	34	13,5	19,5	25	19,3	27,3	20,6	16,2	17,4	14,3
Zr	230	144	159	184	178,3	337	206	205	95	126	210	167	257	153	106	174	125

PH: Perfil e Horizonte

Fonte: adaptações de Galhardo (2015)

Tabela 51. Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S7)

PH	P2C1	P2Bkm1	P2Bkm2	P2Bkm/Ckm	P1C1	P1Btkm	P1Btkm/C
	(%)						
SiO ₂	81,08	49,5	65,77	78,42	67,57	65,73	78,66
TiO ₂	0,386	0,235	0,288	0,295	0,198	0,512	0,547
Al ₂ O ₃	3,89	3,24	4,55	5,09	4,74	7,01	6,82
Fe ₂ O ₃	1,2	1,07	1,48	1,35	1,29	2,74	2,05
MnO	0,025	0,157	0,025	0,023	0,06	0,031	0,031
MgO	1,13	2,45	2,08	2,26	1,96	4,47	2,57
CaO	4,7	21,7	11,87	4,22	10,77	6,91	2,04
Na ₂ O	0,09	0,05	0,16	0,19	0,15	0,1	0,18
K ₂ O	1,74	0,8	1,53	1,78	1,68	1,77	2,02
P ₂ O ₅	0,024	0,019	0,02	0,017	0,021	0,022	0,027
P.F.(1000°C)	5,2	20,7	12,1	6,24	11,1	10,7	4,78
Soma	99,5	99,9	99,9	99,9	99,5	100	99,7
	(µg g ⁻¹)						
Ba	492	666	466	496	637	428	482
Ce	17	<13	16	<13	23	25	32
Cr	31	25,8	34	26,4	20	33	34
Cu	1,5	<1,5	2,4	3,2	1,8	9,2	6,8
Ga	5,2	6	5,6	7	6,8	10	8,4
La	34	17	17	<13	16	24	20
Nb	12,1	9	9,3	9,5	8,2	17,2	18,1
Nd	23	10	17	12	12	22	15
Ni	3,7	8,2	7,7	7	7,9	16,6	12,3
Pb	11,5	9,9	10,4	10,7	10,3	10	13,5
Rb	36	13,3	29,1	40	28,9	46	51
Sc	3,4	7,5	4,2	4,2	5,1	8,9	6,1
Sr	183	430	383	169	319	253	102
Th	3,6	2,2	3,7	2,2	4,6	5,7	5,1
V	23,5	26	27,3	24,6	31	47	47
Y	13,3	12,5	10,4	6,8	12,1	15,2	9,9
Zn	11,7	9,9	11,3	11,9	14,8	25,7	21
Zr	180	105	130	127	81	177	202

PH: Perfil e Horizonte

Tabela 52. Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S8)

PH	P1C1	P1C2	P5C1	P5C2	P5C3	P5C4	P5C5	P5C6	P5Bt1	P4C1	P4Bt1	P4Bt2	P4Btc	P3C1	P2C1	P2Bt1	P3Btc
	(%)																
SiO ₂	73	86,8	88	89,1	87,6	90,1	90,3	87,2	78,74	89,9	87,78	88,44	88	90,1	65,7	74,49	69,4
TiO ₂	0,49	0,66	0,55	0,38	0,55	0,38	0,43	0,55	1,252	0,43	0,54	0,505	0,49	0,42	0,52	0,497	0,36
Al ₂ O ₃	3,33	3,92	4,24	3,49	4,3	3,38	3,47	4,28	7,36	3,53	4,35	4,05	3,96	3,11	3,76	3,49	2,61
Fe ₂ O ₃	1,4	2,08	1,65	1,1	1,73	1,17	1,26	1,68	3,46	1,36	1,78	1,63	1,57	1,17	1,91	1,63	1,06
MnO	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,054	0,03	0,035	0,029	0,04	0,02	0,04	0,031	0,03
MgO	1,02	1,31	1,32	1,42	2,06	1,14	0,92	1,65	2,26	1,25	1,18	1,27	1,5	1,4	1,67	1,62	1,54
CaO	9,77	1,07	0,18	0,11	0,14	0,12	0,13	0,68	0,66	0,3	0,31	0,29	0,28	0,11	12,6	8,22	12,3
Na ₂ O	0,1	0,09	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,12	0,2	0,09	0,12	0,09	0,1	0,07	0,07	0,06	0,06
K ₂ O	1,38	1,57	1,3	1,13	1,23	1,15	1,24	1,37	2,16	1,32	1,57	1,39	1,36	1,15	1,19	1,2	0,84
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,057	0,03	0,028	0,023	0,02	0,02	0,04	0,031	0,02
P.F.(1000°C)	9,01	2,58	2,34	3,03	2,27	2	1,7	2,76	3,64	1,96	1,92	1,97	2,32	2,08	12,3	8,63	11,8
Soma	99,6	100	99,7	99,8	99,9	99,5	99,6	100	99,8	100	99,6	99,7	99,6	99,6	99,8	99,9	99,9
	(µg g ⁻¹)																
Ba	398	363	314	285	300	284	322	321	410	329	351	316	338	301	352	355	301
Ce	16	24	19	21	10	<13	25	22	58	21	27	27	23	20	27	28	16
Cr	92	49	56	52	67	25,1	63	58	82	34	33	61	65	29,5	52	40	24,4
Cu	2	6,3	4,9	5,4	3,6	4,6	3,9	5,3	12,4	4,8	5,7	6,5	6,1	4	5,3	5,1	2,1
Ga	4	4,7	4,7	5,5	3,8	4,5	4	4,9	7,6	4,8	5,1	5,3	5	3,9	5,6	5,7	4,6
La	24	22	31	33	29	25	29	26	50	15	25	31	19	25	37	33	25
Nb	13	19	16,1	14,8	10,4	10,7	11,4	16,9	36	13	16,3	16,2	13,4	13,3	16,6	16,4	10,5
Nd	34	14	<10	27	22	15	11	27	35	<10	16	13	13	<10	23	32	17
Ni	8,4	9,8	10,8	11,7	9,1	7	7,7	10,2	21,1	7	9,5	10,4	10,1	6,6	14,2	12,1	7,3
Pb	11,5	11,7	9,7	9,2	9,1	8,5	9,9	11,6	14	10,3	11,5	9,7	11,1	7,7	11,2	9,8	9,4
Rb	23,1	37	33	33	29,8	28,9	31	35	58	33	40	36	34	30	23,2	25,7	15,7
Sc	6,6	4,3	6,2	4,9	3,4	4,2	4,4	6,4	7,2	2,9	4,1	4,6	4,7	3,6	5,8	7,5	4,8
Sr	367	77	34	31	31	30	33	53	65	39	44	41	39	30	316	263	336
Th	3,7	4	4,7	4,1	3,9	3,9	3,2	3,6	5,9	4,9	4,3	3,1	4,3	3,8	5,1	4	4,1
V	36	59	51	47	42	32	38	52	102	46	57	60	58	41	48	42	32
Y	12,1	7,7	11,7	13,2	9,2	9,2	8,8	9,5	15,4	6,3	8,8	9,3	7,4	8,5	15,9	12,3	11,5
Zn	14,3	17	13	13,7	10,6	9,7	11,3	16,5	27	12,7	16,8	17,1	15,4	11	22	17,7	10,7
Zr	142	174	164	175	131	132	136	170	285	139	148	158	168	138	134	150	115

PH: Perfil e Horizonte

Tabela 53. Elementos e óxidos determinados por espectrometria de fluorescência de raios-X (Seção S9)

PH	P2Bkm1	P2Bkm2	P2C1			P2C2	P1C1	P1C2
			(%)				(%)	
					média			
SiO ₂	54,89	35,19	54,52	55,24	54,88	54,09	65,56	41,79
TiO ₂	0,338	0,229	0,235	0,236	0,235	0,269	0,432	0,26
Al ₂ O ₃	2,64	1,93	1,86	1,85	1,85	2,26	2,52	1,75
Fe ₂ O ₃	1,4	1	0,94	0,89	0,91	1,4	1,25	1,2
MnO	0,025	0,038	0,026	0,027	0,026	0,048	0,051	0,077
MgO	2,79	2,42	3,66	3,73	3,69	4,92	4,07	4,76
CaO	18,71	30,83	18,84	18,41	18,62	16,9	10,87	24,5
Na ₂ O	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,05	0,08	0,04
K ₂ O	0,5	0,37	0,46	0,46	0,46	0,51	1,01	0,44
P ₂ O ₅	0,023	0,025	0,02	0,019	0,019	0,052	0,022	0,031
P.F.(1000°C)	18,6	27,8	19,3	19	19,2	19,4	13,3	25,1
Soma	100	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	99,2	99,9
			(µg g ⁻¹)					
Ba	241	235	260	251	256	407	482	456
Ce	<13	<13	<13	<13	<13	<13	<13	<13
Cr	20,2	12,3	19,7	18,9	19,3	23,5	28,8	13,5
Cu	2,3	<1,5	<1,5	<1,5	<1,5	4,4	3,4	3,1
Ga	5,2	4,7	5	4,1	4,6	5,4	4,4	4,4
La	31	24	<13	<13	<13	<13	21	18
Nb	11,6	7,3	7,1	7,1	7,1	6,7	11,1	7
Nd	17	18	15	<10	15	10	16	11
Ni	9,8	9,1	7,5	7,2	7,4	11,3	8,3	9,2
Pb	7,6	10,5	7,9	7,5	7,7	8,2	9,5	8,3
Rb	9,7	3,6	7,3	7,5	7,4	8,8	17,6	5,6
Sc	6,3	4,6	6,4	4,8	5,6	6,8	4,3	4,8
Sr	279	674	364	361	363	405	343	471
Th	4,3	2	3,4	<2	3,4	2,3	3,4	3,2
V	41	26,3	35	35	35	47	36	44
Y	20	9,8	6,5	6,3	6,4	9,4	8,2	11,4
Zn	10,4	9,7	8,8	8,6	8,7	11,8	14,2	9,2
Zr	95	68	70	74	72	66	104	60

PH: Perfil e Horizonte

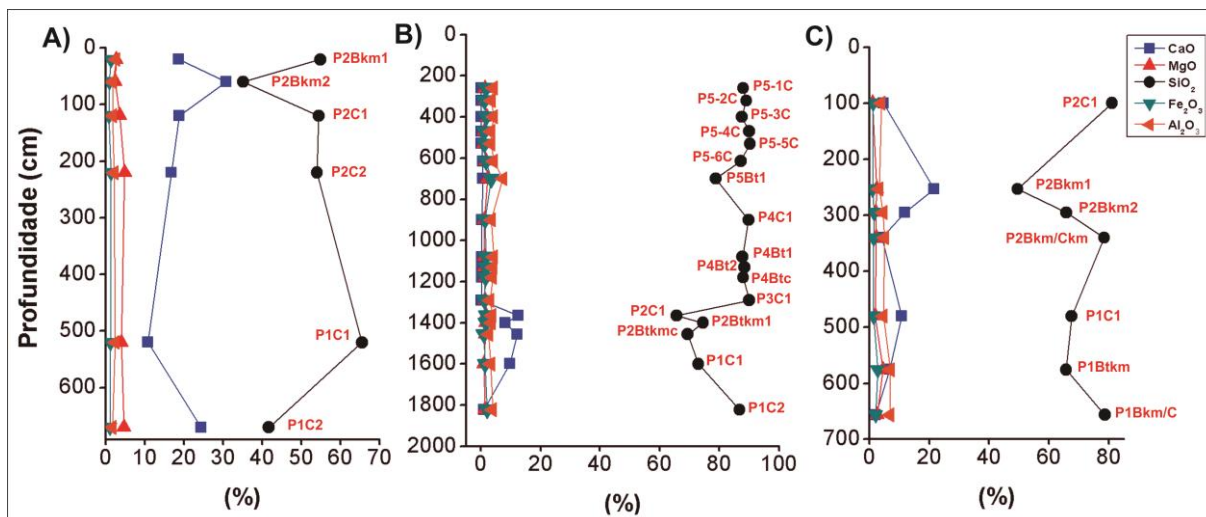


Figura 62. Comportamento dos principais óxidos (alumina, magnésia, óxidos de cálcio e ferro, sílica) nos perfis da Seção S9 (A), Seção S8 (B) e Seção S7 (C).

A determinação da massa molar de 9 componentes (Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, SiO₂ e TiO₂), bem como a massa atômica de 5 elementos (Ba, Ce, La, Sr, Zr) foram necessários para a elaboração das relações molares dos perfis (Tabela 54).

Tabela 54. Massa molar dos principais óxidos e elementos determinados por FRX

Elementos	Massa (g/mol)
Al ₂ O ₃	101,96
Ba	137,3
CaO	56,08
Ce	140,12
Fe ₂ O ₃	159,7
La	138,91
K ₂ O	94,2
MgO	40,32
MnO	60,94
Na ₂ O	61,98
SiO ₂	60,09
Sr	87,6
TiO ₂	79,9
Zr	91,22

9. DISCUSSÃO

9.1. Sedimentação

O agrupamento de fácies (associação de fácies, sucessão de fácies e elementos arquitetônicos) forneceu elementos importantes para a interpretação dos ambientes de sedimentação e para a definição de sistemas deposicionais da Formação Marília.

A associação de fácies corresponde a um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si e que têm um significado paleoambiental, sendo possível definir o sistema deposicional (COLLINSON, 1969).

A sucessão de fácies trata-se de uma sucessão vertical de rochas sedimentares caracterizada por uma mudança progressiva de uma ou mais parâmetros (WALKER, 1992) como a granulometria; ou por uma sucessão predizível de diferentes fácies que ocorre em ordem particular e determinada, em resposta a mudanças regulares nas condições de sedimentação e nos processos sedimentares (READING & LEVELL, 1996). Segundo o princípio de sucessão de fácies ou Lei de Walther (1894) o empilhamento vertical de fácies, sem hiato significativo de tempo, reflete a contemporaneidade lateral dos ambientes sedimentares, ou seja, a variação vertical de fácies reflete a variação lateral que ocorreu em determinado ambiente deposicional.

Os elementos arquitetônicos correspondem a uma assembléia tridimensional de fácies representando uma divisão morfológica de um sistema deposicional. Esse conceito foi desenvolvido por Miall (1985) para sistemas deposicionais fluviais.

Assim, o sistema deposicional (conjunto de fácies agrupadas espacialmente através das associações, sucessões ou dos elementos arquitetônicos) é definido por uma assembléia tridimensional de litofácies, geneticamente vinculadas por processos sedimentares observados ou inferidos (HOLZ, 2012). Um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos é conceituado como trato de sistemas deposicionais.

9.1.1. Sistemas deposicionais da Formação Marília

A partir da descrição de fácies (geometria, litologia, granulometria, grau de seleção e morfologia dos grãos, estruturas sedimentares) e associação das fácies que compõem a Formação Marília, associadas à dedução de elementos arquitetônicos e análise de paleocorrentes, foram possíveis interpretar ambientes de sedimentação e definir sistemas deposicionais.

Nas seções do sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro, as associações de fácies Gcm (conglomerado clasto-suportado maciço), Gmt (conglomerado matriz-suportado),

Gmi (conglomerado intraformacional maciço), St (arenito com estratificação cruzada acanalada), Stt (arenito com estratificação cruzada tangencial), Sh (arenito com laminação plano-paralela parcialmente preservada), Sm (arenito maciço) e Fm (lamito) (Figuras 25, 26, 27 e 28) identificaram processos típicos de ambientes fluviais nos depósitos da Formação Marília. A seleção moderada a pobre dos arenitos assim como a granulometria conglomerática indicaram condições energéticas associadas às porções proximais. Essas seções (S1, S2, S10 e S11) estão mais próximas da área-fonte da Formação Marília, definida por Batezelli et al. (2007) como sendo o Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP) e a Província Alcalina de Goiás (PAGO).

As características das fácies observadas nas seções S1 e S2, juntamente com as formas de leito e superfícies hierárquicas, sugerem que esses depósitos teriam sido formados por um complexo de preenchimento de canais (elementos CH) e depósitos de barras clastosas (elemento GB) e de acréscimo lateral (elemento LA). Esses depósitos de alta energia são característicos das porções proximais de leques aluviais.

Na seção S11, a hierarquia e geometria dos corpos areníticos, com cruzadas de pequeno a médio porte com cascalho e mal selecionados, sugerem deposição em ambiente fluvial dominado por rios entrelaçados.

As lentes de lamito (Seção S10) intercaladas às litofácies fluviais foram interpretadas como tendo a gênese relacionada a depósitos de planícies de inundação.

A interpretação das seções do sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro revela deposição em sistema fluvial entrelaçado, provavelmente associado às porções proximais de leques aluviais.

No centro-oeste do Triângulo Mineiro foram identificadas fácies Gcm, Gmm, Gmi, St, Sh, Sm, Fm, Fl (Figuras 29, 30 e 31). Esse conjunto de fácies caracteriza o domínio de processos em ambientes fluviais. As fácies Fm (Seções S4 e S5) foram interpretadas como lagoas efêmeras e planícies de inundação e a fácies Fl (Seção S5) indicou deposição externa ao canal, associada com depósitos de extravasamento (diques marginais). Os diques marginais (*levee*) são cristas estreitas e contínuas construídas ao longo das margens de canais fluviais, constituídas por sedimentos finos depositados por suspensão durante as cheias (BRIERLEY et al., 1997). No entanto, fácies St (arenito fino a médio com estratificação cruzada de grande porte), a boa seleção dos sedimentos e a presença de ventifactos na Seção S3 e na base da Seção S5 apontaram depósitos de retrabalhamento eólico, interpretados como dunas tipo *sand sea*. Ressalta-se que parcela significativa das fácies conglomeráticas (Gcm e Gmm), areníticas

(Sh e Sm) e lamíticas (Fm, Fl) estão parcialmente alteradas por processos, interpretados como pedogênicos.

As seções da porção oeste do Estado de São Paulo (S6, S7, S8 e S9) correspondem a depósitos mais distais em relação à área-fonte da Formação Marília. Fácies Gcm, Gct, Gmi, Gmm, Sm e Fm, intensamente pedogeneizadas (Figuras 32, 33, 34 e 35), identificadas na região oeste do Estado de São Paulo também identificaram deposição em ambiente fluvial. O predomínio de sedimentos pobremente selecionados corrobora a tese de predomínio de sistema fluvial entrelaçado nessa porção da Formação Marília, fato já constatado por Batezelli (2003, 2010, 2015), Batezelli et al. (2007) e Batezelli & Ladeira (2016). Os depósitos de finos (fácies Fm) das Seções S6 e S7 foram interpretadas como planícies de inundação e lagoas efêmeras. Os rios ou lagoas efêmeras são característicos de regiões áridas a semiáridas, tendo seu desenvolvimento associado a inundações relâmpagos. As planícies de inundação constituem regiões de baixo relevo, pouco drenadas, apresentando baixa taxa de acumulação, sendo dominadas por sedimentos de granulometria muito fina.

As fácies conglomeráticas são mais abundantes nas Seções S1, S2 e S11 e as fácies lamíticas são mais comuns nas Seções S4, S5, S6, S7 e S10, principalmente no centro-oeste do Triângulo Mineiro e no oeste do Estado de São Paulo.

A análise de fácies e elementos arquitetônicos permitiu constatar a atuação de processos sedimentares com gradiente de energia variando de baixa a alta (evidenciada pelos orto e paraconglomerados). Os fluxos foram predominantemente turbulentos na Formação Marília, com transporte de grão por suspensão, saltação e tração (granulometria variando de silte a cascalho).

A interpretação da gênese das fácies contribuiu para a definição das características dos ambientes deposicionais. Ortoconglomerados (Gcm, Gct), comuns na Formação Marília, geralmente são depositados por águas em regime de fluxo turbulento de alta energia ou por gravidade, sendo típicos de sistemas fluviais com predomínio de rios entrelaçados (*braided rivers*) (READING, 1996; MIAL, 1990, 1996). Conglomerado com estratificação cruzada preenchendo canais (fácies Gc e Gt da Seção S9) e arenito conglomerático com cruzadas de pequeno a médio porte (Seção S11), identificados na Formação Marília (Figura 63), também são características marcantes de canais fluviais com morfologia entrelaçada (COLLISON, 1996).

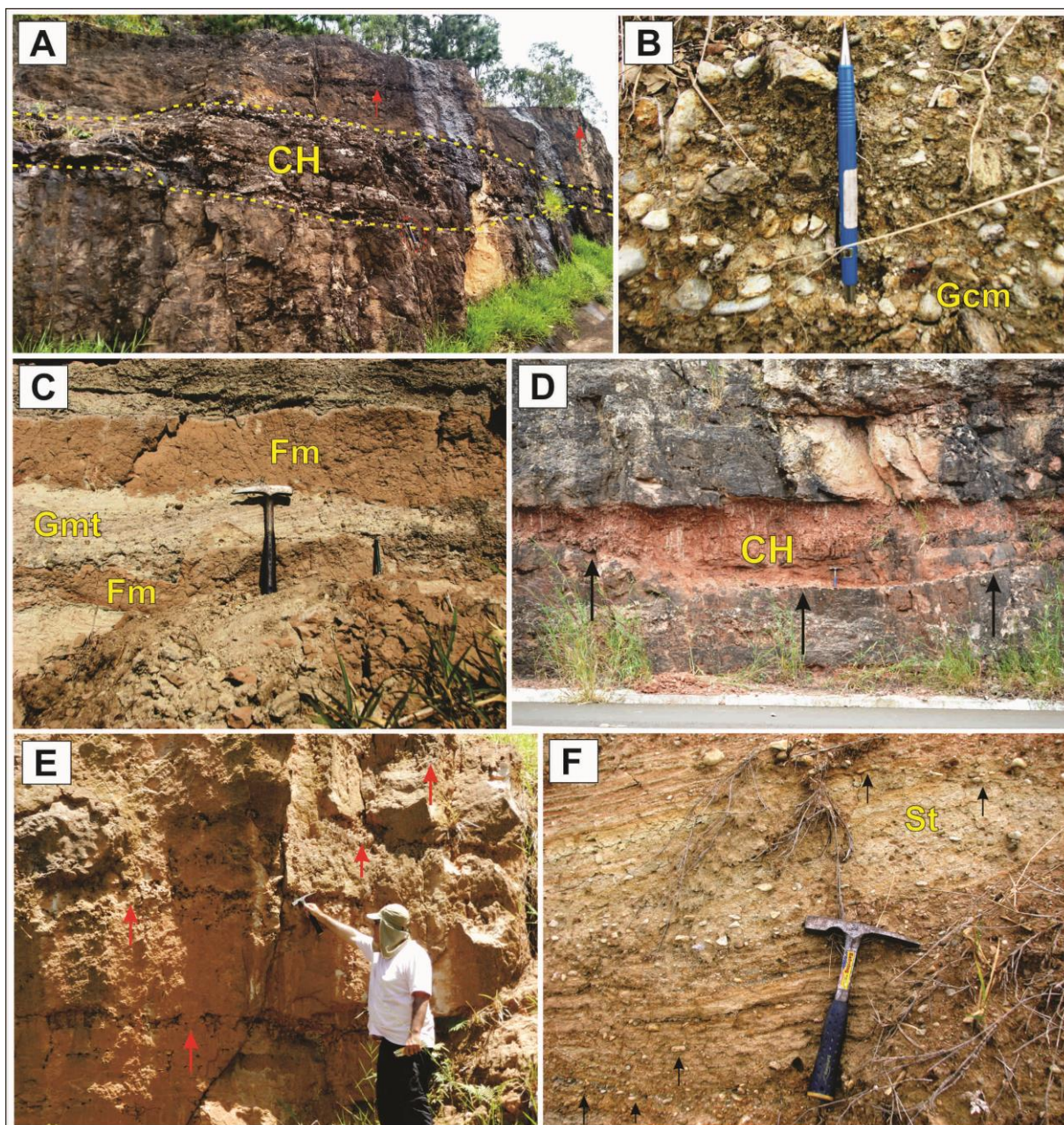


Figura 63. Fácies e elementos arquitetônicos da Formação Marília característicos de sistema fluvial entrelaçado. A) Paleocanal (CH) preenchido por conglomerado clasto-suportado e ortoconglomerado estratificado (Gcm, Gct) na Seção S9. A porção superior ao canal é caracterizada por ciclos granodecrescentes ascendentes (*finning upward*) indicado pelas setas vermelhas; B) Conglomerado maciço suportado por clasto (Gcm) identificado na base da Seção S11; C) Intercalação de fácies lamínicas tabulares e em lentes (Fm) e lentes conglomeráticas estratificadas (Gmt) na Seção S10. Os clastos apresentam certa imbricação; D) Paleocanal (CH) delimitado por superfície erosiva (setas) e preenchido por material lamítico pedogeneizado (Seção S4); E) Ciclos *finning upward* na Seção S8; F) Arenito conglomerático estratificado (St) com imbricamento de clastos (setas) na S11.

Conglomerados matriz-suportados (Gmm), também comuns nos afloramentos da Formação Marília, são geralmente considerados como produtos de fluxos turbulentos de detritos coesivos (*cohesive debris flows*) em ambientes fluviais (COLLLNSON, 1996). Os conglomerados intraformacionais (Gmi), muito presentes nas Seções da Formação Marília, foram interpretados como depósitos de enxurradas efêmeras. Esses clastos intraformacionais

(Gmi) também acusaram a origem pedogênica dos calcretes, pois são resultados do processo de erosão e deposição hídrica. Ressalta-se que tanto os conglomerados matriz como os clasto-suportados são interpretados também como fluxos de detritos (*debris flows*) dentro de canais em leques aluviais (*alluvial fan*).

Arenito maciço foi uma das fácies mais presentes nos afloramentos das Seções. A gênese de estruturas maciças em arenito (fácies Sm) geralmente é interpretada como resultante de rápidos episódios de sedimentação, nos quais a carga sedimentar é densa e se comporta de maneira uniforme durante a sedimentação, e sugere a falta de material transportado por tração (SUGUIO, 1982; MIAL, 1990, 1996). Assim, sedimentos com estruturas maciças sugerem formação por deposição muito rápida, a partir de suspensão, ou dispersões sedimentares altamente concentradas, em que o mecanismo de sustentação dos clastos maiores é a resistência da matriz (MIAL, 1990, 1996; READING, 1996).

Entretanto, embora seja consenso essa interpretação para estruturas sedimentares maciças, advoga-se aqui para outra interpretação sobre a gênese dos arenitos maciços da Formação Marília. Devido à intensa cimentação por carbonatos e à abundância de bioturbações na maioria dos arenitos maciços (fácies Sm), a gênese da estrutura maciça foi associada a processos pedogênicos, em variados estágios de evolução. Fantasmas de estruturas sedimentares nesses arenitos são comuns, corroborando tal afirmação.

Vários ciclos granodecrescentes ascendentes (*finning upward*) identificados nos depósitos da Formação Marília (Seções S4, S7, S8, S9 e Figura 63) também são característicos de sistema fluvial entrelaçado (READING, 1996; MIAL, 2006).

A geometria dos depósitos sedimentares (camadas descontínuas lenticulares, em cunha ou corpos sedimentares limitados por superfícies erosivas côncavas, raramente corpos tabulares) representados principalmente pelos elementos CH, SB, GB, FF e LA (Figuras 36, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46 e 63) e a análise de paleocorrentes (Figura 46) também contribuíram para a definição do tipo de morfologia dos canais fluviais. Na Formação Marília, a geometria dos corpos arenosos de canais fluviais são corpos predominantemente em lençol (*sheet sandbodies*) (Figuras 36, 40, 41, 42, 43, 44, 45 e 46), configurando um complexo amalgamado de canais (Figura 64), empilhados verticalmente (multiepisódicos) e multilaterais (*multistorey/multilateral sheet sandstones*). Esse complexo, geralmente associado a produtos de sistemas de rios entrelaçados, representa a amalgamação de várias barras e canais menores internos ao canal principal (COLLISON, 1996; SCHERER, 2008). Segundo Collinson (1996), dentro de muitos desses complexos amalgamados várias ordens de superfícies podem estar presentes e elementos de acreção vertical, a jusante e lateral podem

ocorrer. Lamitos e siltitos dentro dos complexos amalgamados são comumente restritos em extensão e geralmente são restos de sedimentos *overbank* estabelecidos nas planícies aluviais ou nos topos das ilhas nos meios do canal. Alguns podem representar preenchimento dos canais abandonados (COLLINSON, 1996).

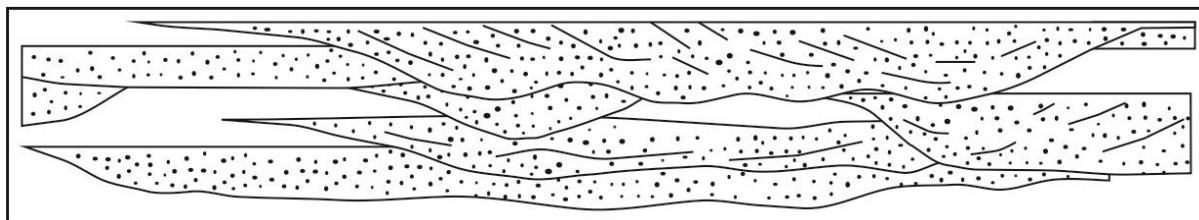


Figura 64. Geometria de corpos arenosos de canais fluviais (Complexo amalgamado em lençóis).
Fonte: baseado em Hirst (1991).

A relação dos elementos arquitetônicos identificados na Formação Marília (CH, SB, SG, GB, FF, LA) coincide com aqueles apontados por Miall (2006) para depósitos de rios entrelaçados, dominados por depósitos de sedimentos por fluxos de gravidade e por depósitos de tração de corrente. Segundo Miall (2006), em alguns rios entrelaçados, vários níveis topográficos distintos podem ser reconhecidos, incluindo grandes e pequenos canais, superfícies de barras e planície de inundação, espaçadas ao longo de um intervalo vertical de vários metros.

O agrupamento de fácies (associação de fácies e elementos arquitetônicos) e a análise de paleocorrentes permitiram definir o predomínio de sistemas deposicionais fluviais entrelaçados para a Formação Marília. A recorrência de ortoconglomerados maciços ou estratificados (alguns com clastos imbricados), de arenitos com cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (muitas cascalhentas), a identificação de vários ciclos *finning upward* (Seções S4, S7, S8 e S9), a geometria dos corpos arenosos (Figura 64) e a direção das paleocorrentes (Figura 46) corroboraram o predomínio de sistema fluvial entrelaçado (*braided fluvial system*) na Formação Marília.

Os sistemas fluviais entrelaçados são caracterizados pela multiplicidade de canais e barras longitudinais e laterais arenosas e cascalhentas, e alta energia dos processos sedimentares. Esses rios entrelaçados formam uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas ou cascalhosas. Os canais entrelaçados (*braided channels*) são excepcionalmente bem desenvolvidos em planícies de lavagem (*outwash plains*), leques aluviais (*alluvial fans*) e deltaicos (*fan deltas*) (SUGUIO, 2003).

Na Formação Marília, rios entrelaçados dominaram os ambientes de sedimentação, sendo uma característica marcante dentro do sistema deposicional fluvial. Depósitos de ambientes eólicos, representados por grandes dunas, foram pontuais e isolados (Seção S3 e S4) dentro do sistema deposicional, sendo identificados somente nas Seções do centro-oeste do Triângulo Mineiro.

Nesse sentido, o trato de sistemas deposicionais da Formação Marília corresponde a depósitos de sistemas fluviais, dominados por ambientes de rios entrelaçados e com ambientes de sedimentação de retrabalhamento eólico, pontuais e isolados.

Essa interpretação está de acordo com as conclusões defendidas por Santos et al. (1994), Ribeiro (1997), Capilla (2002), Batezelli (2003, 2010, 2015), Batezelli et al. (2007), Galhardo (2015) e Batezelli & Ladeira (2016), e se opõem às conclusões advogadas por Dal'Bó (2008, 2011), Vilela (2010) e Dal'Bó & Basilici (2011).

Para a Bacia Bauru, Batezelli (2003) e Batezelli et al. (2007) propuseram um modelo deposicional composto por sistema de leques aluviais, dominados por rios entrelaçados com baixa sinuosidade e com caráter distributário. Galhardo (2015) relacionou a Formação Marília, na região do Triângulo Mineiro, a um sistema aluvial, com presença de rios entrelaçados formados sobre enxurradas efêmeras, com condições para a formação de barras arenosas, sob clima árido a semiárido. Batezelli & Ladeira (2016) associaram a Formação Marília a depósitos produzidos por um sistema fluvial distributivo (megaleque). Batezelli (2010, 2015) ressalta que a evolução sedimentar da Formação Marília foi marcada por períodos de sedimentação fluvial e retrabalhamento eólico, intercalados com períodos de não-deposição.

Dal'Bó (2008) concluiu que a Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru foi caracterizada pela alternância cíclica temporal entre depósitos eólicos e *aridisols*, separados por superfícies erodidas planas subhorizontais de deflação eólica. Segundo Dal'Bó (2011) a construção do sistema eólico na Formação Marília foi diferenciada em duas fases paleoclimáticas, caracterizadas por maiores ou menores índices pluviométricos, que controlaram o suprimento e a disponibilidade sedimentar. Tanto Vilela (2010) quanto Dal'Bó & Basilici (2011) definiram a Formação Marília como um antigo lençol de areia, dominado por sistema deposicional eólico. Entretanto, as fácies (Gct, Gmt, Gmm, Gmi, Fm, Fl, Sh, Sm, St, Sh) e os elementos arquitetônicos (CH, SB, SG, GB, FF, LA) identificados na Formação Marília depõem contra as conclusões que associam essa unidade a lençóis de areia eólicos, o que faz com que essas proposições não alcancem consenso, sendo postas em xeque.

De fato, fácies eólicas ocorrem na Formação Marília. No entanto, essas estão subordinadas às camadas pouco delgadas e pouco representativas em área. Conforme apresentado aqui, as fácies indicam claramente depósitos fluviais de alta energia. Dados de paleocorrentes (BATEZELLI, 2003; BATEZELLI et al., 2007; BATEZELLI, 2010, 2015; BATEZELLI & LADEIRA, 2016) indicam alta dispersão e sugerem se tratar de um sistema fluvial distributivo (sensu HARTLEY et al., 2010).

9.2. Pedogênese

Na Formação Marília, sedimentação, erosão e pedogênese são processos que ocorreram de forma conjunta, concomitantes ou subsequentes, tendo em vista a dinâmica paleoambiental fluvial. Alternâncias cíclicas entre depósitos e paleossolos foram identificadas em várias porções da Formação Marília (DAL'BÓ, 2008, 2011; DAL'BÓ & BASILICI, 2011; GALHARDO, 2015; BATEZELLI, 2015; BASILICI et al., 2016; BATEZELLI & LADEIRA, 2016). No entanto, a natureza da sedimentação (quantidade, intensidade e duração dos ciclos deposicionais) e sua relação com a intensidade e evolução da pedogênese foram pouco exploradas, constituindo uma lacuna na interpretação do ambiente deposicional do Maastrichtiano da Bacia Bauru.

BASILICI et al. (2016) tentaram relacionar a distribuição dos paleossolos com a evolução temporal e estratigráfica do Grupo Bauru. No entanto, os autores apresentaram apenas um pedotipo com 4 metros, constituído pelos horizontes A, Bw, Btk, C e R, e ignoraram os trabalhos anteriores realizados na região de Echaporã. Além disso, os trabalhos mencionados por Basilici et al. (2016) localizam-se na região de Araçatuba (SP) e Itajá (GO) e se concentram principalmente na discussão entre paleossolos e processos climáticos. Nesse sentido, as informações mencionadas nesses trabalhos não permitem uma análise estratigráfica regional. Basilici et al. (2016) afirmaram que o pedótipo de Echaporã compreende um *Inceptisol* (solo pouco desenvolvido) caracterizado pelo horizonte Bw. No entanto, eles apresentam um perfil único, constituído por horizontes A-Bw-Bt-C, situação difícil de se comprovar em campo. À medida que o solo evolui do topo para a base, é empiricamente impossível que o horizonte Bw (menos evoluído) ocorra acima do horizonte Bt (mais evoluído). Além disso, o perfil mencionado por Basilici et al. (2016) apresenta horizontes R e C, mas na foto apresentada pelos autores, não se pode observar o limite entre ambos.

A identificação clara de perfis, dos principais pedotipos, dos graus de evolução e classificação estratigráfica dos paleossolos representa elementos-chave na delimitação dos processos e condições paleodeposicionais e paleopedogenéticos, dentro do quadro paleogeográfico da Formação Marília.

As características morfológicas dos perfis propiciaram a interpretação dos calcretes da Formação Marília como sendo predominantemente de origem pedogênica. Esses perfis apresentaram a maioria das feições inerentes ao processo de calcretização pedológica (PIMENTEL et al., 1996; ALONSO-ZARZA, 2003; WRIGHT, 2007). Descontinuidade de cimentação carbonática na base dos perfis (Figura 65A e 65B) e ausência de feição pseudo-glei também contribuíram para uma interpretação dos calcretes como sendo pedogenéticos. Calcretes de água subterrânea diferenciam-se daqueles formados em superfícies por estar normalmente associados a mosqueamentos (com tons cinza-esverdeado), feição restrita a zonas de fratura ou raízes dentro de horizontes oxidados, denominada de pseudo-glei (PIPUJOL & BUURMAN, 1994; PIMENTEL et al., 1996). Calcretes que se formam em perfis de solos rasos e acima do nível freático são definidos como pedogênicos e frequentemente apresentam grau variado de desenvolvimento (ALONSO-ZARZA, 2003).

Na Formação Marília os paleossolos apresentam distintos estágios evolutivos (Figuras 48, 49 e 50) e os calcretes (Figura 50) apresentam características similares ao perfil de calcrete pedogênico (Figura 66) proposto por Wright (2007).

Segundo Suguio & Barcelos (1983b) a maioria das rochas carbonáticas encontradas nas unidades da Bacia Bauru, principalmente na Formação Marília, são calcretes, que constituem depósitos relacionados a horizontes edáficos com cimento, nódulos e crostas carbonáticas. Para Fernandes (2010) a existência de estruturas de rizólitos nos calcretes da Formação Marília é um indicativo de condições paleoambientais propícias ao desenvolvimento de horizontes edáficos, indicando baixa taxa de sedimentação. Ao redor destas raízes são comumente encontrados carbonatos precipitados. Esses se originam a partir da retirada da água pelas raízes, aumentando a saturação e favorecendo a precipitação do CaCO_3 (FERNANDES, 2010).

Os perfis também apresentaram horizontes Bkm, Btkm, Bss e Bt (Figura 48), estruturas pedológicas em blocos, laminar, prismática (Figura 49) e marcas de raízes (Figuras 50, 65 e 67), fatores essenciais e indispensáveis na identificação de paleossolos (ANDREIS, 1981; RETALLACK, 2001). Rizólitos, rizoconcreções, krotovinas e outras bioturbações também ocorrem em diferentes proporções na Formação Marília (Figuras 65 e 67).

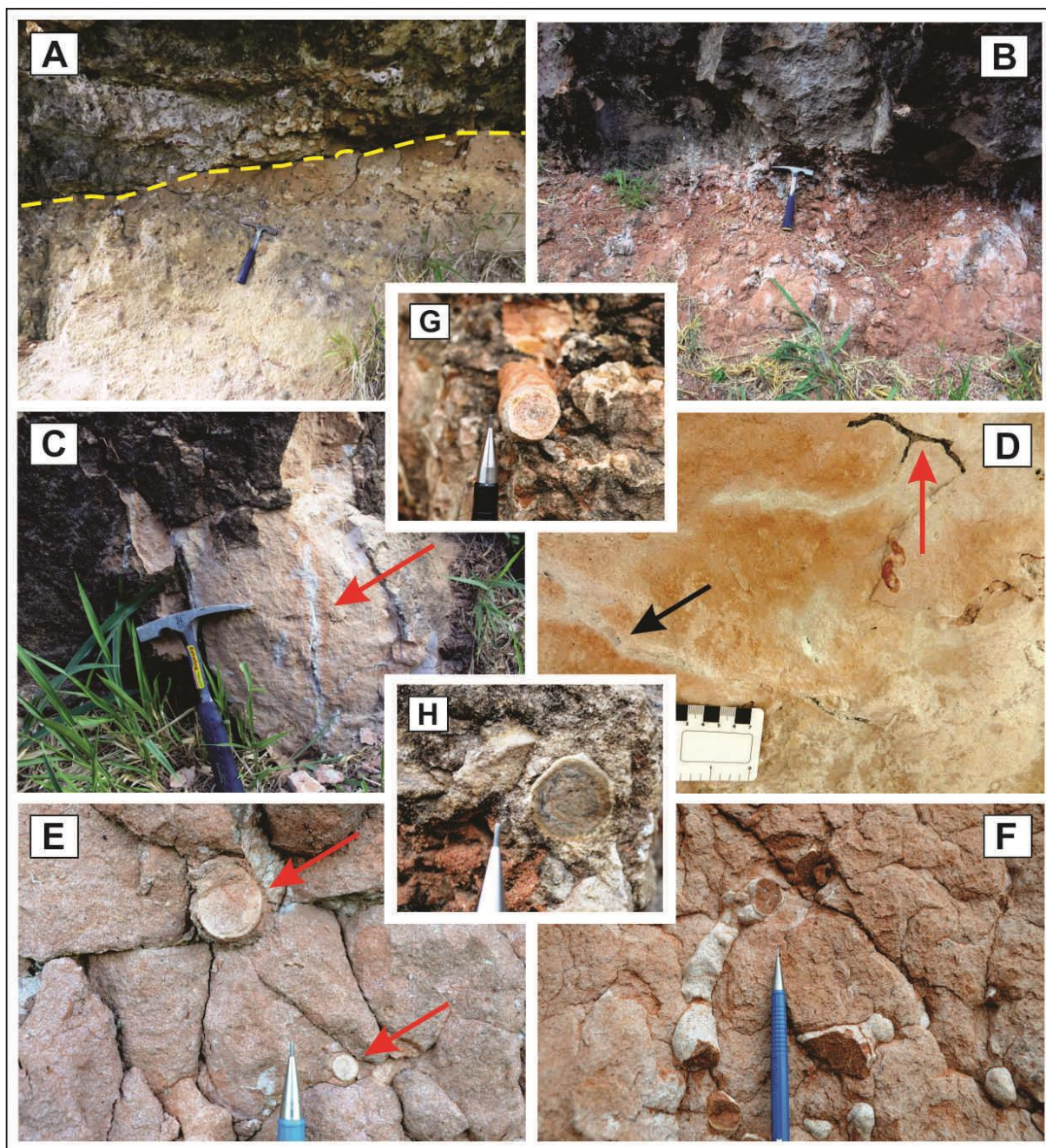


Figura 65. Interpretação de aspectos morfológicos de perfis de paleossolos da Formação Marília. A) Base do horizonte C2 (P1) da Seção S9 (a base não possui cimentação por CaCO_3 , indicando tratar-se de calcrete pedogênico); B) Base conglomerática do perfil 4 (Seção S8) com pouca cimentação carbonática se comparada com as porções superiores do perfil; C) A seta vermelha indica uma grande bioturbação (rizólito) no horizonte Btc (P4 da Seção S8) com halos de redução (branco) e oxidação (feição mais avermelhada). Os rizólitos são estruturas organo-sedimentares produzidas pela decomposição e atividade das raízes das plantas (Durand et al., 2010); D) Bioturbações com e sem preenchimento de material carbonático na Seção S8. A seta preta indica um rizólito (tubo de carbonatos precipitado, que preencheu os antigos furos de raízes ou animais), feição comum nos paleossolos da Formação Marília. A seta vermelha indica uma krotovina (marca de bioturbação preenchida por outros materiais) na parte superior; E) Nódulos presentes nos paleossolos da Seção S5 (setas); F) Bioturbação no horizonte Bt da Seção S8; G) Rizoconcreção presente na Seção S4 constituído principalmente por material carbonático; H) Pisólito com bandas concêntricas de material com óxidos de ferro e manganês (Seção S4).

Além dessas feições diagnósticas de paleossolos, ressalta-se que os seguimentos dos afloramentos, definidos em campo como paleossolos, não apresentaram estratificações, exibindo estruturas maciças, sobretudo nos perfis com horizonte C.

Estruturas em blocos e prismáticas constatadas nos perfis são típicas de pedogênese, podendo ser preservadas desde o Paleozóico em paleossolos (ANDREIS, 1981). As estruturas em blocos identificadas nos paleossolos (Figura 48-B e 48-C), com agregados em formato cubóide, sugerem formação em ambientes moderadamente a bem drenados nos subsolos, com processos erosivos (ANDREIS, 1981). Os *peds* prismáticos dos paleossolos (Figura 49A) identificam um paleoambiente mais argiloso e com alternância de momentos com maior umidade e de períodos mais secos (RETALLACK, 2001). Estruturas prismáticas são mais comuns em horizonte B de solos de regiões semiáridas (BRADY E WEIL, 2013).

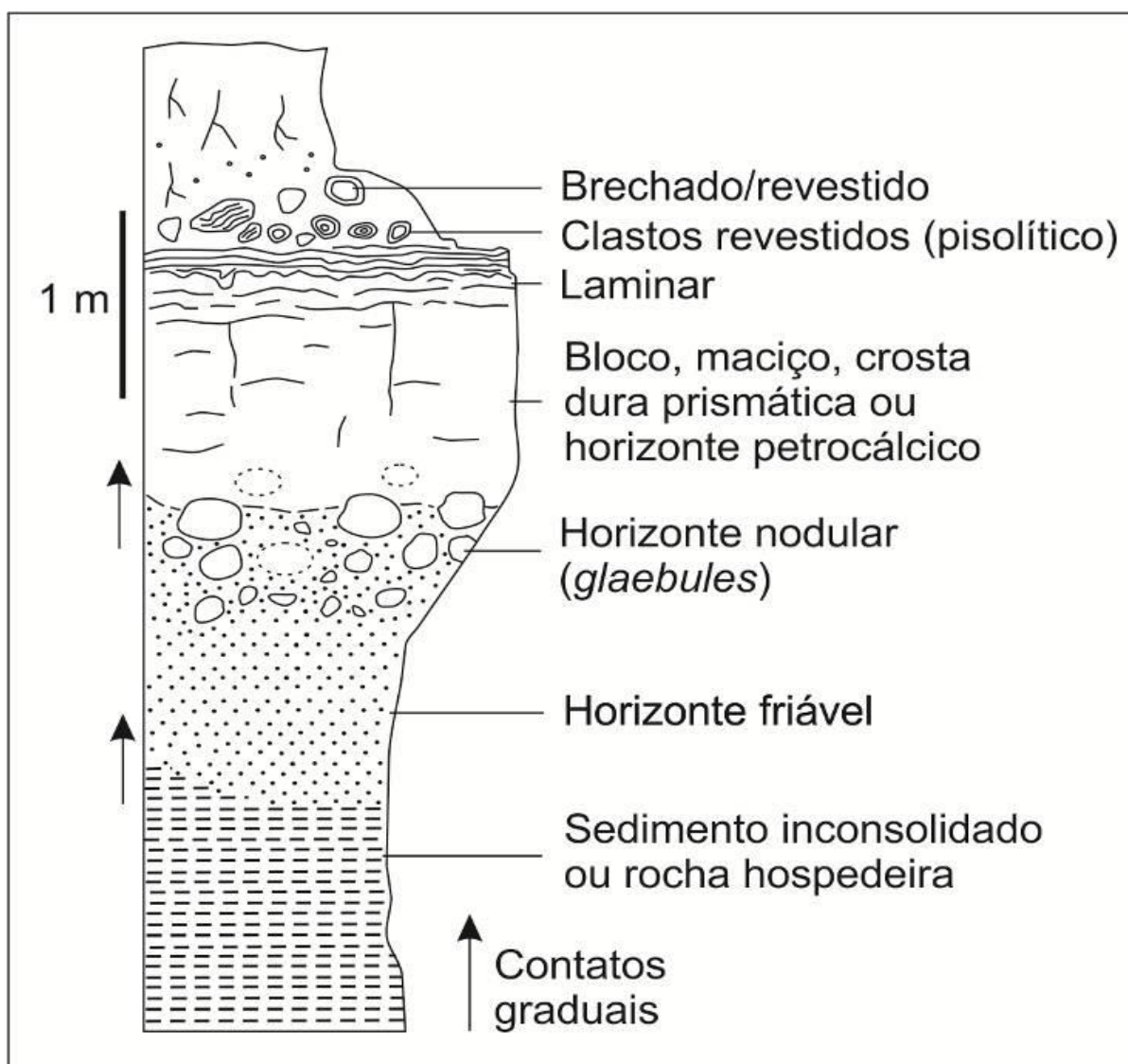


Figura 66. Perfil ideal de calcrete pedogênico, com transição gradual entre os horizontes.
Fonte: Baseado em Wright (2007).

A estrutura laminar é outra feição típica de paleossolos, sobretudo quando ocorre sobre estruturas prismáticas, maciças ou em blocos (Figura 66). Nos paleossolos da Seção S7, a estrutura laminar (Figura 49D) ocorre sobre estrutura maciça, indicando um estágio avançado do calcrete. Em calcretes, essa estrutura se forma acima de horizontes com um alto grau de cimentação e baixíssima porosidade, que oferece pouca infiltração, condição necessária para o desenvolvimento de lençóis com estrutura laminar (GILE et al., 1966; MACHETTE 1985; BUOL et al., 1997).

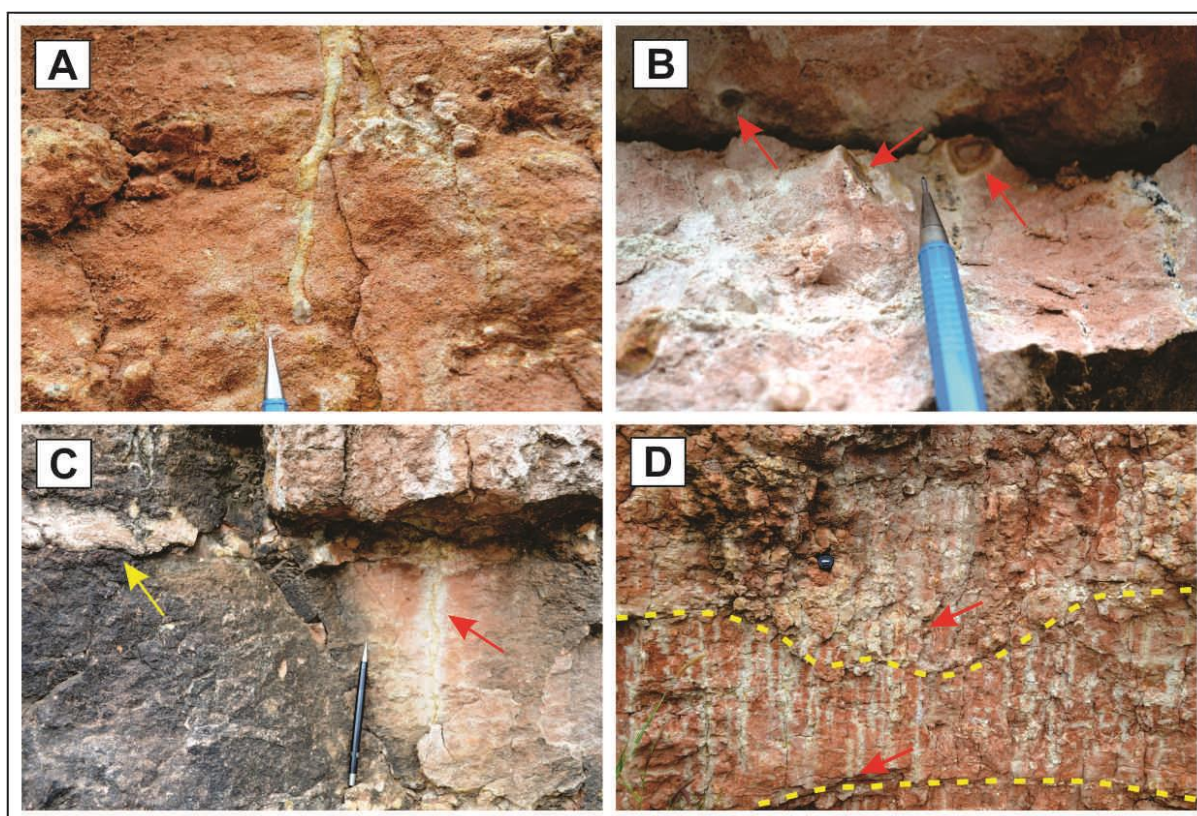


Figura 67. Pedofeições recorrentes na Seção S4. A) Rizólitos, muito comuns nos afloramento da Formação Marília; B) Nódulos concêntricos constituídos de carbonato e material com óxido de ferro (setas vermelhas); C) Marcas de raízes com halos de redução e oxidação (seta vermelha) truncada possivelmente por processos erosivos ou depósitos (seta amarela); D) Marcas de raízes com halos de redução (setas) avançando sobre diferentes depósitos alterados (característico de paleossolos poligenéticos).

Horizontes laminares podem se formar em associação com perfis de solo e, normalmente, limitam horizontes impermeáveis subjacentes, como horizontes maciços de calcrete (WRIGHT et al., 1988; WRIGHT & TUCKER, 1991). Além de indicarem estágios de maturidade V ou VI (Figura 49D e 49E), os horizontes laminares são interpretados como calcretes rizogênicos, em que o agente principal responsável pela formação é um sistema radicular horizontal (ALONSO-ZARZA & SILVA, 2002).

As descrições e interpretações das lâminas delgadas também foram fundamentais para distinção da gênese dos calcretes e para identificação de feições pedogênicas dos perfis definidos, em campo, como paleossolos.

A forma como o material fino, o material grosso e os poros estão distribuídos revelou indícios sobre a gênese e evolução dos calcretes.

O predomínio de cimentação por calcita micrítica corroborou a gênese pedológica dos calcretes. Em calcretes pedogênicos a cimentação é micrítica, com substituição de grãos clásticos e formação de nódulos micríticos, com a preponderância de microfábrica tipo *beta* (PIMENTEL et al., 1996; ALONSO-ZARZA, 2003; WRIGHT, 2007). Essas feições foram identificadas nos calcretes da Formação Marília (Figuras 68, 69, 70 e 71). Em calcretes de água subterrânea há o predomínio de calcita esparítica, formando cimentação entre os grãos, com microfábrica tipo *alfa*.

Interpretação de processos secundários de acumulação de carbonatos, como a substituição (Figura 68A e 70E) e a recristalização (Figura 69A), diversidade de padrões e graus de intemperismo físico-químico (Figuras 68A, 68C e 68E), porosidade secundária (Figuras 58 e 59) típica de processos pós-deposicionais (MURRAY, 1960; MORAD, 1998; SUGUIO, 2003), marca de raízes (Figuras 69E e 70E), bioturbação (Figura 69C), *microcodium* (Figura 70C), diferentes nódulos (Figuras 69A e 70A), autigênese de paligorskita (Figura 71A), feições de revestimentos de carbonatos (calcãs) sobre grãos de quartzo (Figura 70A e 70E) e de revestimento de argila (Figura 71C e 71E), pisólito (Figura 72A), calcita pendente (Figura 72C) e citomórfica (Figura 72E) comprovaram a origem pedogênica dos perfis.

As estruturas *microcodium* consistem em agregados celulares compostas de cristais individuais de calcita (KOSIR, 2004). Geralmente, *microcodium* está associada com horizonte rizogênico (Figura 70C). As raízes das plantas e microorganismos associados na rizosfera produzem importantes acumulações de carbonatos de cálcio próximos à superfície (KOSIR, 2004). *Microcodium* ocorre em horizontes petrocálcico e calcretes, ao contrário dos rizólitos que normalmente ocorrem no solo e sedimentos não completamente cimentados por carbonato de cálcio (DURAND et al., 2010). Essa feição está associada a paleossolos cretáceos de planícies de inundação, depósitos lacustres e paludais (DURAND et al., 2010).

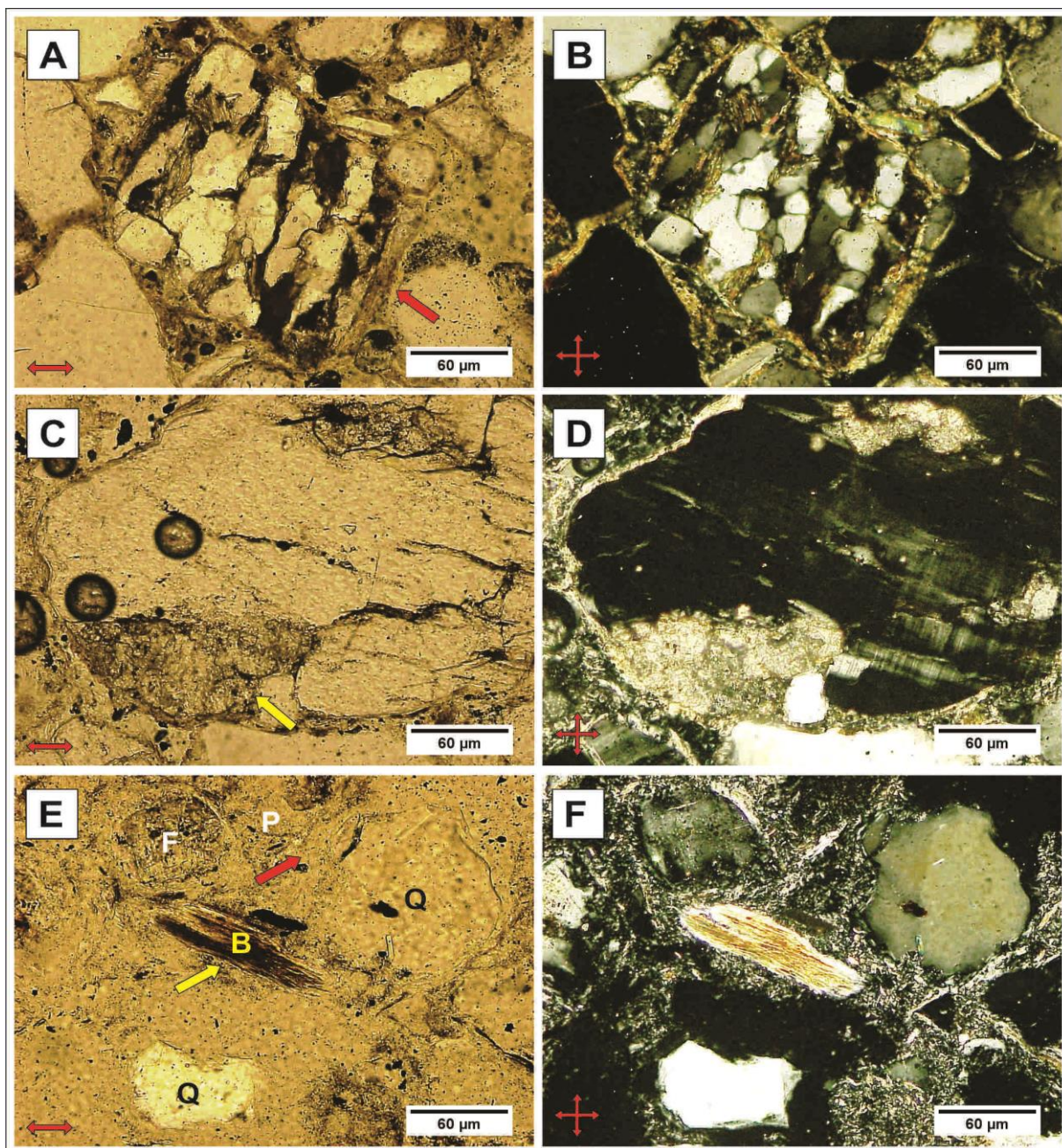


Figura 68. Interpretação de padrões de alteração e substituição de minerais. A) Processo concomitante de intemperismo e substituição do quartzo policristalino pela calcita (seta vermelha) no horizonte Bt1 (P5 da S8). O processo de substituição de silicato pela calcita (epigênese) é muito comum em horizontes com elevado teor de CaCO_3 . O pH alcalino desses horizontes provoca uma desestabilização do quartzo e a sua substituição por calcita, devido à tendência oposta na solubilidade de silício e carbonatos em função do pH. Nesse processo de substituição denominado brechiação (apontado pela seta vermelha), os grãos minerais são, pela ação dos carbonatos, desintegrados em uma série de fragmentos separados, mas, geralmente, com preservação da orientação óptica dos cristais originais. O quartzo em processo de intemperismo apresenta padrão de alteração linear paralela e pontilhada com grau 3 (indicando que 75 a 97,5% do mineral foi meteorizado); B) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL). Com luz polarizada é possível perceber um processo de superimposição de material argiloso (óxidos de ferro) sobre as feições carbonáticas; C) Processo de alteração parcial com substituição carbonática no feldspato do horizonte Bk/Ck do P2 da S7 (seta amarela). O feldspato apresenta padrão de alteração linear irregular com grau 1 (indicando que 2,5 a 25% do mineral foi intemperizado); D) Idem com NC; E) Padrão de intemperismo linear paralelo com grau 3 na biotita (B) do horizonte Bkm1 do P2 da S7 (seta amarela). A seta vermelha indica feição de preenchimento denso descontínuo (pedotúbulo), representado pelo mineral paligorskita (P). Feldspato (F) também está presente no material grosso, além do quartzo (Q), em proporções elevadas; F) Idem com NC. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X.

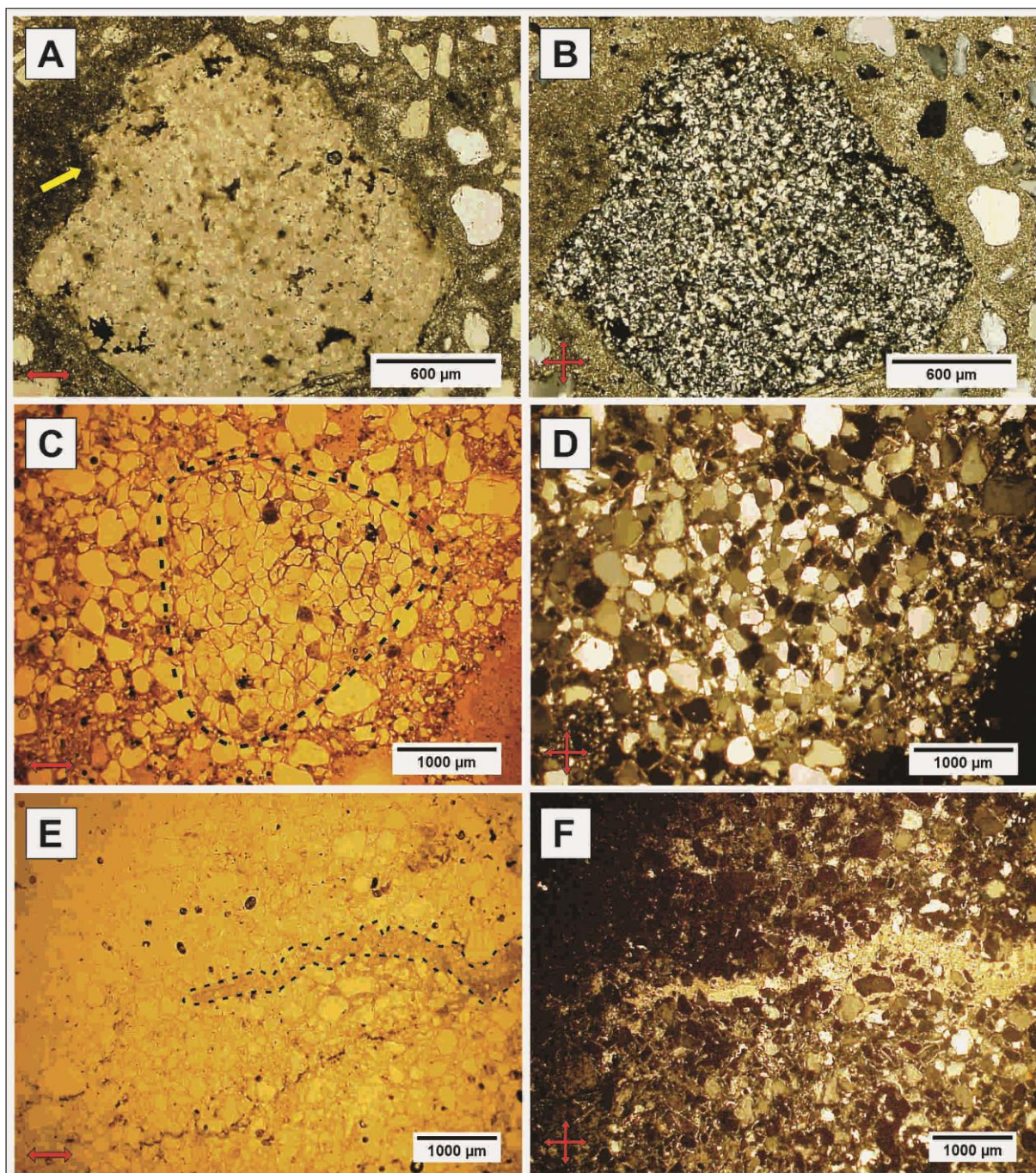


Figura 69. Processo de recristalização e feições de bioturbação em horizontes de paleossolos. A) Processo de recristalização de CaCO_3 no horizonte C2 do P2 (Seção S9), resultando em feição pedológica cristalina (cristalária) representada pelo nódulo carbonático com 1.768 μm (1,7 mm) de comprimento (seta amarela); B) Idem com NC; C) Bioturbação no horizonte Bt1 (P4 da Seção S8), compreendendo uma feição pedológica de preenchimento solto contínuo (pedotúbulo), com aproximadamente 2.662 μm de comprimento, preenchida por grãos de quartzo (krotovina); D) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL); E) Feição pedológica cristalina (cristalária), representada pela marca de raiz (rizólito de CaCO_3) no horizonte Bk/Ck (P1 da Seção S7); F) Idem com NC. As imagens A e B foram obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X. As imagens C, D, E e F foram obtidas pela lupa binocular de 2X (aumento de 20 vezes).

Estruturas de *microcodium* (Figura 70C) são evidências da origem pedogênica de calcretes e indicam precipitação biologicamente controlada de carbonato de cálcio. Acumulações de *microcodium* provavelmente refletem tipos específicos de plantas vasculares

de uma comunidade pioneira que contou com a capacidade de colonizar substratos de carbonato durante fases precoces da exposição subaérea (KOSIR, 2004).

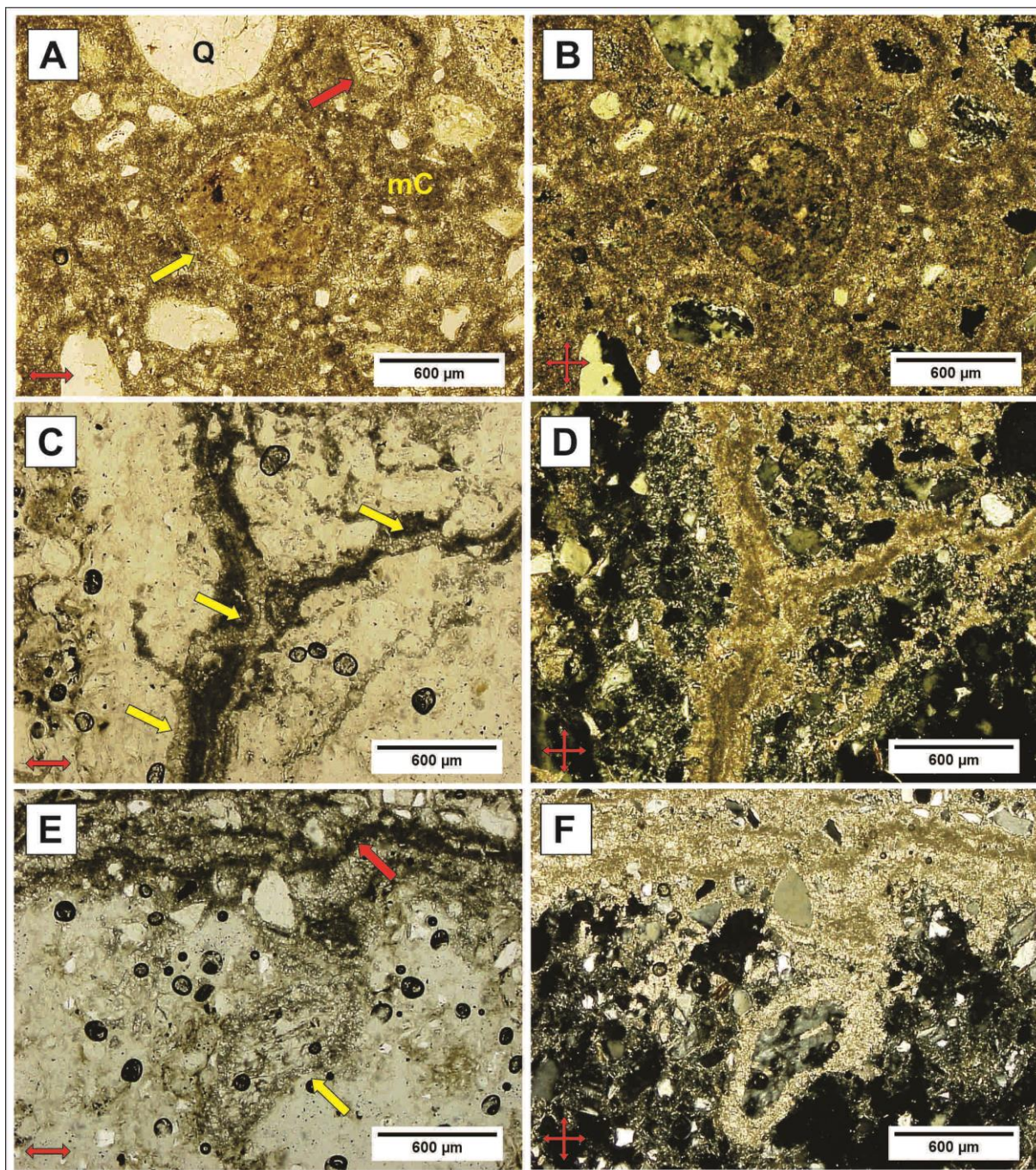


Figura 70. A) Nódulo carbonático típico fortemente impregnado e estável com aproximadamente 781 µm de comprimento (seta amarela) no cimento micrítico (mC) do horizonte Bkm1 (P2 da Seção S7); B) Idem com XPL; C) *Microcodium* no horizonte Bkm1 do P2 da Seção S7 (setas); D) Idem com nicóis cruzados (NC, LP); E) Processo de substituição e feição de bioturbação no horizonte laminar Bkm1 do P2 da Seção S7. A seta vermelha indica uma marca de raiz calcificada, comum em calcrete rizogênico (constituída por calcita pendente, indicativa de umidade e alta atividade biológica); F) Idem com nicóis cruzados (NC, LP ou XPL). Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 2,5X e ocular de 100X.

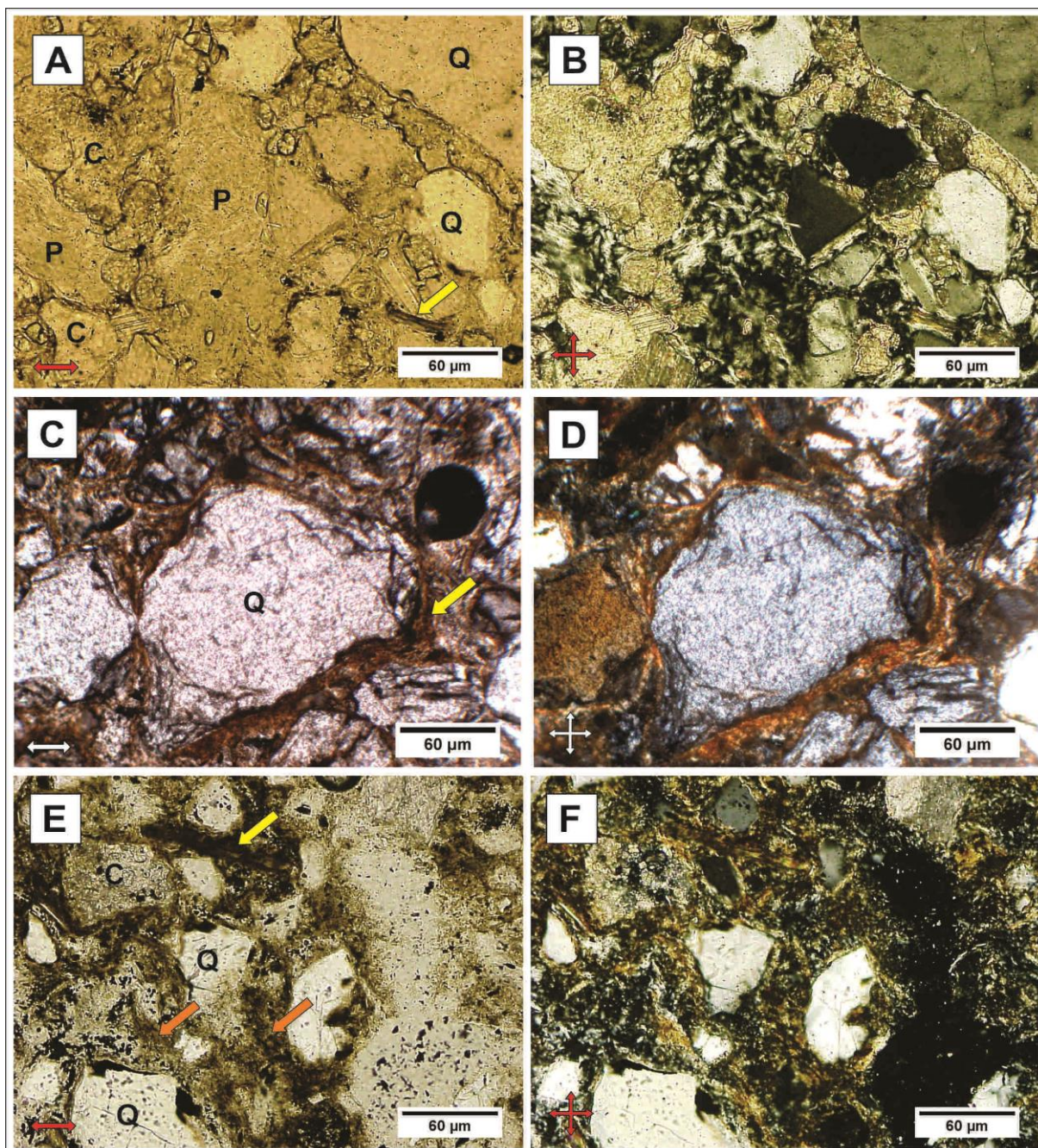


Figura 71. A) Aspectos da hierarquia e cronologia do horizonte Bkm do P2 (Seção S9). A hierarquia mostra grãos de quartzo (Q), calcita microesparítica (C) e paligorskita (P) no primeiro nível que se situa no fundo matricial (segundo nível). A seta amarela indica uma biotita alterada; B) Idem com XPL; C) Feições pedológicas de revestimento no horizonte Bt2 (P4 da Seção S8). A seta amarela indica um revestimento de argila com óxidos de ferro em torno do grão de quartzo (Q), típica feição pedológica autóctone. É possível perceber a orientação da argila, produto do processo de iluviação; D) Idem com XPL; E) Aspecto do fundo matricial (hierarquia e cronologia) e feições pedológicas do horizonte Btkm (P1 da Seção S7). As setas alaranjadas evidenciam revestimentos de argila com óxidos de ferro (feições pedológicas autóctones) e a amarela, uma biotita intemperizada. Em torno da biotita é possível observar processos de pedoplasmação, com fábrica granoestriada; F) Idem com XPL. Figuras obtidas por microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X.

Características do fundo matricial e feições pedológicas acusaram a predominância de microfábricas do tipo *beta* nos calcretes da Formação Marília. Microfábricas do tipo *beta* (biogênica/microbial, relacionada à presença de raízes, carbonatos com fábrica alveolar, calcita fibrosa, *microcodium*) e presença de estruturas em menisco e cimentação pendente (pingente) são características típicas e marcantes em calcretes pedogênicos (PIMENTEL et al., 1996).

Preenchimentos e revestimentos foram feições comuns nos calcretes (Figuras 70E e 71). Revestimentos, hiporrevestimentos, quase-revestimentos e preenchimentos são praticamente o resultado da formação pedológica, produto do intemperismo *in situ* (STOOPS, 2008). Na figura 70E há alteração e substituição parcial do quartzo pelo revestimento de calcita microesparítica (calcã), indicada pela seta amarela. Revestimento de quartzo por carbonato é uma feição típica de perfis de solo (BEDELEAN, 2004).

Outra feição pedológica encontrada nos horizontes com Bt foi o pisólito (Figura 72A). Pisólitos são comuns em horizontes petrocálcico altamente desenvolvidos ou calcretes (Fases V e VI de MACHETTE, 1985), quando o horizonte carbonatado é bem endurecido e sujeito à pedogênese e alteração por intemperismo físico-químico (DURAND et al., 2010).

Bandas concêntricas de argila em pisólitos pode resultar da neoformação de argila com Si e Al e essas camadas concêntricas podem indicar controle por microorganismos associados com raízes (DURAND et al., 2010).

Nos paleossolos da Formação Marília, o caráter carbonático foi confirmado pelo predomínio de distribuição relativa porfírica e fábrica birrefringente cristalítica no fundo matricial (Figura 57A). Fábrica cristalítica pode se desenvolver quando finos cristais de calcita precipitam gradualmente na micromassa argilosa e quando o espaço poroso entre os grãos é progressivamente preenchido por cristais de carbonatos pedogênicos, com granulometria entre a argila e o silte (STOOPS & SCHAEFER, 2010). Identificação e interpretação de distribuição relativa porfírica-quitônica, fábrica birrefringente salpicada-poroestriada e revestimentos de argila comprovaram as características argílicas dos paleossolos com horizonte Bt (Figuras 57C, 57E, 71C, 71E).

Distribuições relativas gefúricas identificadas nos paleossolos indicaram agradação (formação) por iluviação e as enáulicas, aumento do processo de pedogênese e estabilidade do ambiente. As distribuições relativas quitônicas são resultados do processo de iluviação fraca nos paleossolos. A porfírica indicou alteração inicial e forte cimentação de grãos por iluviação.

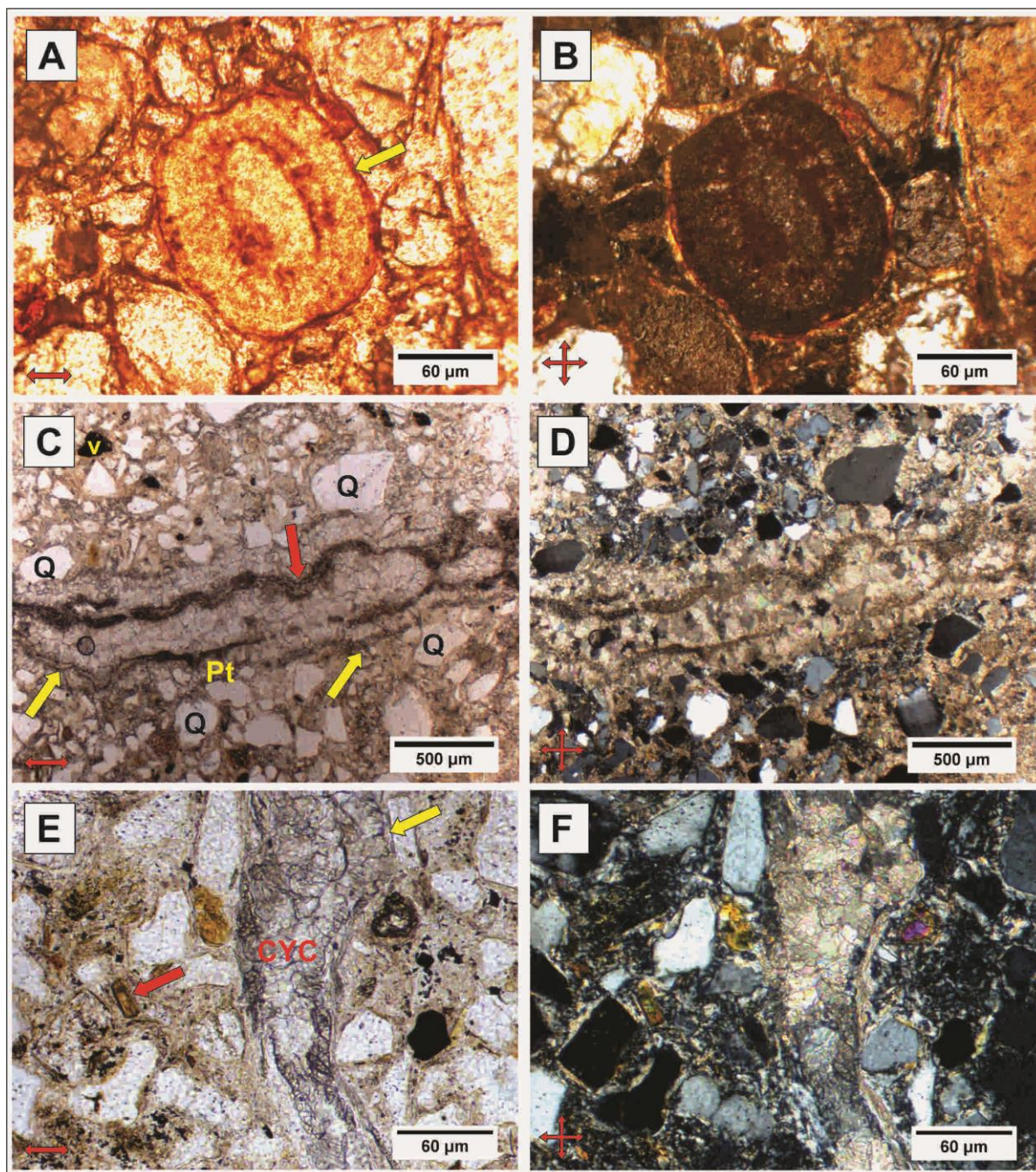


Figura 72. A) Pisólito mostrando anéis concêntricos de material contendo ferro (Bt1 do P4 da Seção S8), com luz natural (LN ou PPL). A seta amarela evidencia ainda argila com óxidos de ferro revestindo o pisólito. É possível perceber a presença da distribuição relativa quitônico-enáulica (parcialmente evidenciada pela seta amarela); B) Idem com NC; C) Pingente de calcita (calcita pendente) no horizonte Btkm do perfil 1 (P1) da Seção S7, abaixo dos grãos de quartzo (Q), indicada pela seta vermelha. As camadas de calcita pendente estão entre os grãos de quartzo (Q) e na porção superior esquerda, é possível perceber um canal de porosidade (v); D) Idem com NC; E) Calcita citomórfica (CYC) no horizonte Btkm do perfil 1 (P1) da Seção S7, indicada pela seta amarela. A seta vermelha identifica uma biotita, pouco alterada. F) É possível observar a zona de descalcificação, realçada com nicóis cruzados, em torno do canal de raiz preenchido pela calcita citomórfica (CYC). As figuras A, B, E e F foram obtidas com microscópio óptico com objetiva de 10X e ocular de 100X (aumento de 1000 vezes). As figuras C e D foram obtidas com objetiva de 2,5X.

Fábricas birrefringentes cristalíticas nos horizontes Bk (Figura 57A) foram formadas pela cristalização de partes relativamente solúveis do material fino, enquanto que as salpicadas (Figuras 57C, 57E, 71E) indicaram intemperismo *in situ* de minerais primários. Fábricas poroestriadas e granoestriadas (Figuras 57C, 57E, 71E) indicaram pressão nos poros e grãos.

9.2.1. Interpretação dos pedotipos

Os paleossolos da Formação Marília compreendem pedotipos bem drenados (Bt), moderadamente drenados (Btk), mal drenados ou hidromórficos (Cg), de condições mais secas (Bkm) e pedotipos indicativos de períodos mais secos alternados com períodos de maior umidade (Bss) (Figuras 48, 52, 53, 54, 55 e 56).

Horizontes cálcicos (Bk, Bkm) são indicativos de condições áridas a semiáridas e representam momentos mais secos do desenvolvimento da paleopaisagem durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru. Esses horizontes podem sugerir também condições de maior aporte e disponibilidade de cálcio na paisagem, que possibilitaram a precipitação de carbonatos, não necessariamente vinculados com feições de aridez do ambiente.

Os horizontes com características glei (Cg) e vérticas (Bss), embora possam estar associados a condições secas, evidenciam acúmulo de água em períodos consideráveis do ano (provavelmente vinculados a planícies de inundação ou lagoas efêmeras).

No entanto, os horizontes com características argílicas (Bt, Btkm) acusam condições mais úmidas vigentes durante os ciclos paleodeposicionais da Formação Marília. Silva et al. (2015) identificaram maior circulação de água no sistema pedogênico de paleossolos com horizonte Bt na Formação Marília. Paleossolos com horizonte Bt foram os mais intemperizados, indicativos de períodos com maiores taxas de precipitação e lixiviação no Maastrichtiano da Bacia Bauru (SILVA et al., 2015).

9.2.2. Interpretação dos paleossolos quanto à relação entre taxa de sedimentação e pedogênese

Os paleossolos podem ser classificados de acordo com o balanço entre a acumulação de sedimentos e a taxa de pedogênese (WRIGHT & MARRIOTT, 1996; KRAUS, 1999). Considerando a relação entre sedimentação, erosão e pedogênese, os paleossolos podem ser classificados como compostos ou múltiplos (*compound or multistorey*), poligenéticos ou compósitos (*polygenetic or composite*) e paleossolos cumulativos (*cumulative*) (KRAUS, 1999). Assim, a classificação do paleossolo no registro sedimentar depende da velocidade de sedimentação, se ela é constante ou descontínua e, se a pausa ocorre, qual a sua duração

(KRAUS, 1999). Essa classificação assume importante função nos estudos envolvendo ciclos sedimentares e pedogênicos, podendo ser aplicados em correlações estratigráficas e reconstituição de arquitetura deposicional de bacias sedimentares continentais.

Os paleossolos da Formação Marília foram classificados, em maioria, como perfis tipo *multistorey* (sensu MORRISON, 1967) ou *compound* (sensu DUCHAUFOR, 1982) (Figuras 73, 74 e 75). Paleossolos compostos geralmente se desenvolvem quando a erosão é insignificante e a sedimentação é rápida e descontínua. Tanto Vilela (2010) quanto Dal'Bó (2011) identificaram paleossolos compostos na Formação Marília, argumentando que os perfis evidenciaram diferentes episódios alternados de sedimentação, pedogênese e erosão.

Entretanto, paleossolos com poligenia e cumulativos também foram identificados nas Seções estudadas (Figuras 74 e 75). Perfis poligenéticos desenvolvem-se quando a taxa de deposição é mais lenta em relação à taxa de pedogênese (MORRISON, 1967; KRAUS, 1999). No entanto, se a erosão é insignificante e a sedimentação é lenta e contínua, espessos perfis cumulativos de paleossolos podem ser formados (KRAUS, 1999).

Os paleossolos da Formação Marília, tanto os compostos quanto os poligenéticos e os cumulativos são truncados em sua maioria, não apresentando o horizonte superficial A em nenhum dos perfis.

Na Formação Marília, os paleossolos compostos acusaram que os ciclos paleodeposicionais que antecederam seus desenvolvimentos foram rápidos e descontínuos, intercalados com processos erosivos. Os perfis poligenéticos, representados pelos paleossolos mais desenvolvidos, indicaram momentos de pouca deposição e maior estabilidade da paisagem, permitindo o maior avanço dos processos pedogenéticos sobre os deposicionais.

Os paleossolos cumulativos da Formação Marília indicaram condições de formação com sedimentação lenta e contínua e pouca ação erosiva, em posições geomorfológicas associadas a planícies de inundação ou lagoas efêmeras, com alternância de períodos de inundação, capazes de gerar perfis com feições de gleização e superfícies de fricção (*slickensidades*).

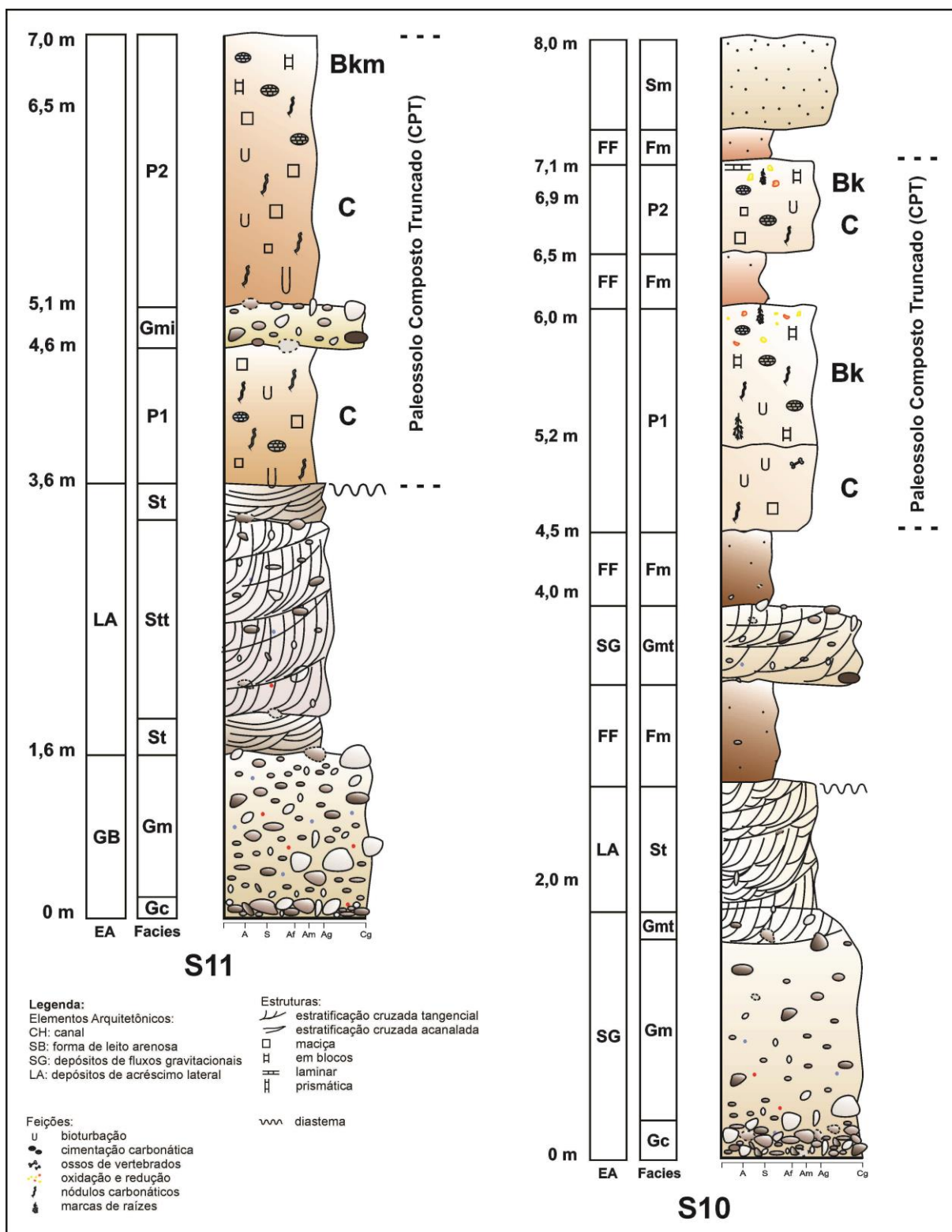


Figura 73. Paleossolos com perfis compostos da Seção S11 e S12.

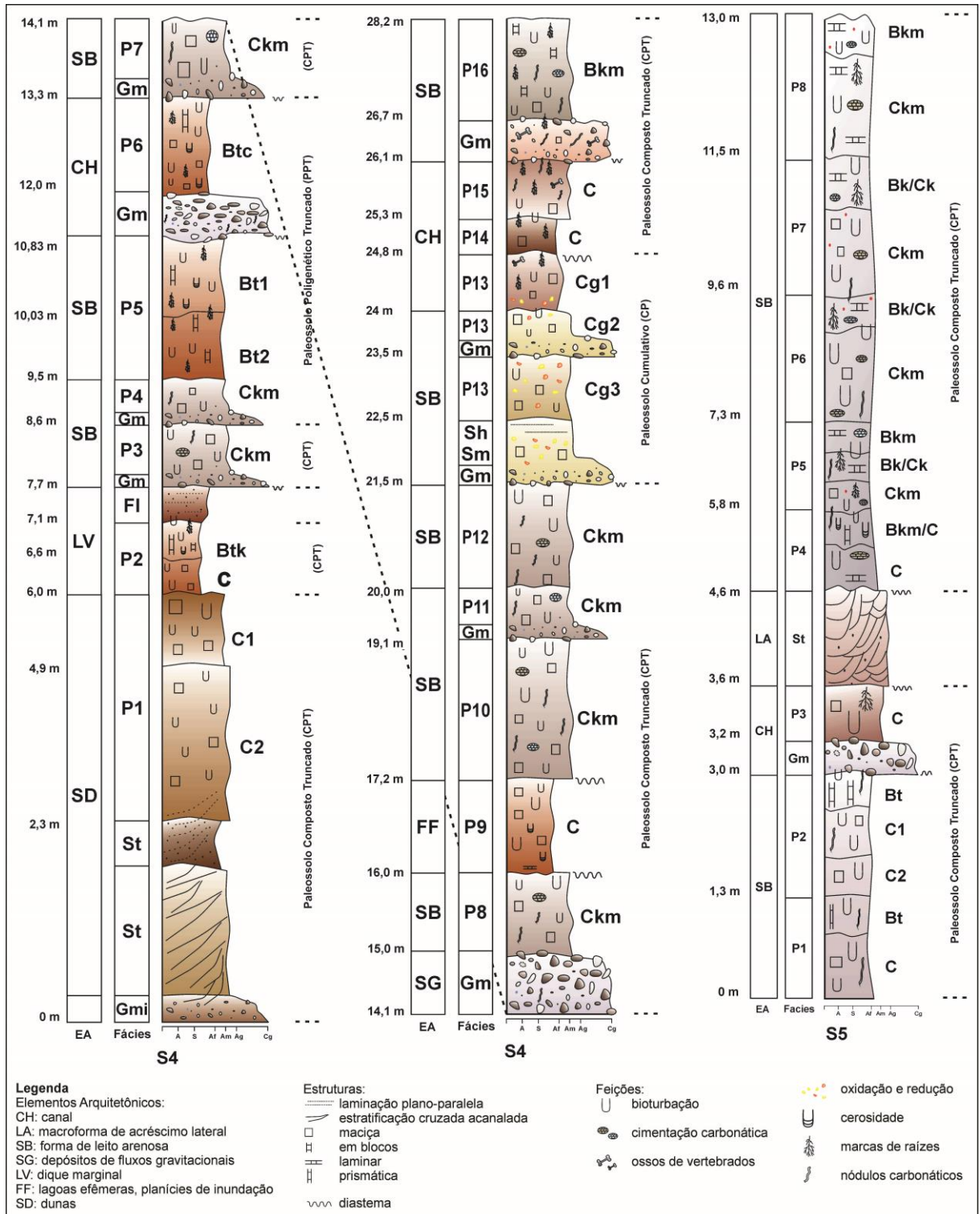


Figura 74. Paleossolos com perfis compostos, poligenéticos e cumulativos da Seção S4 e S5.

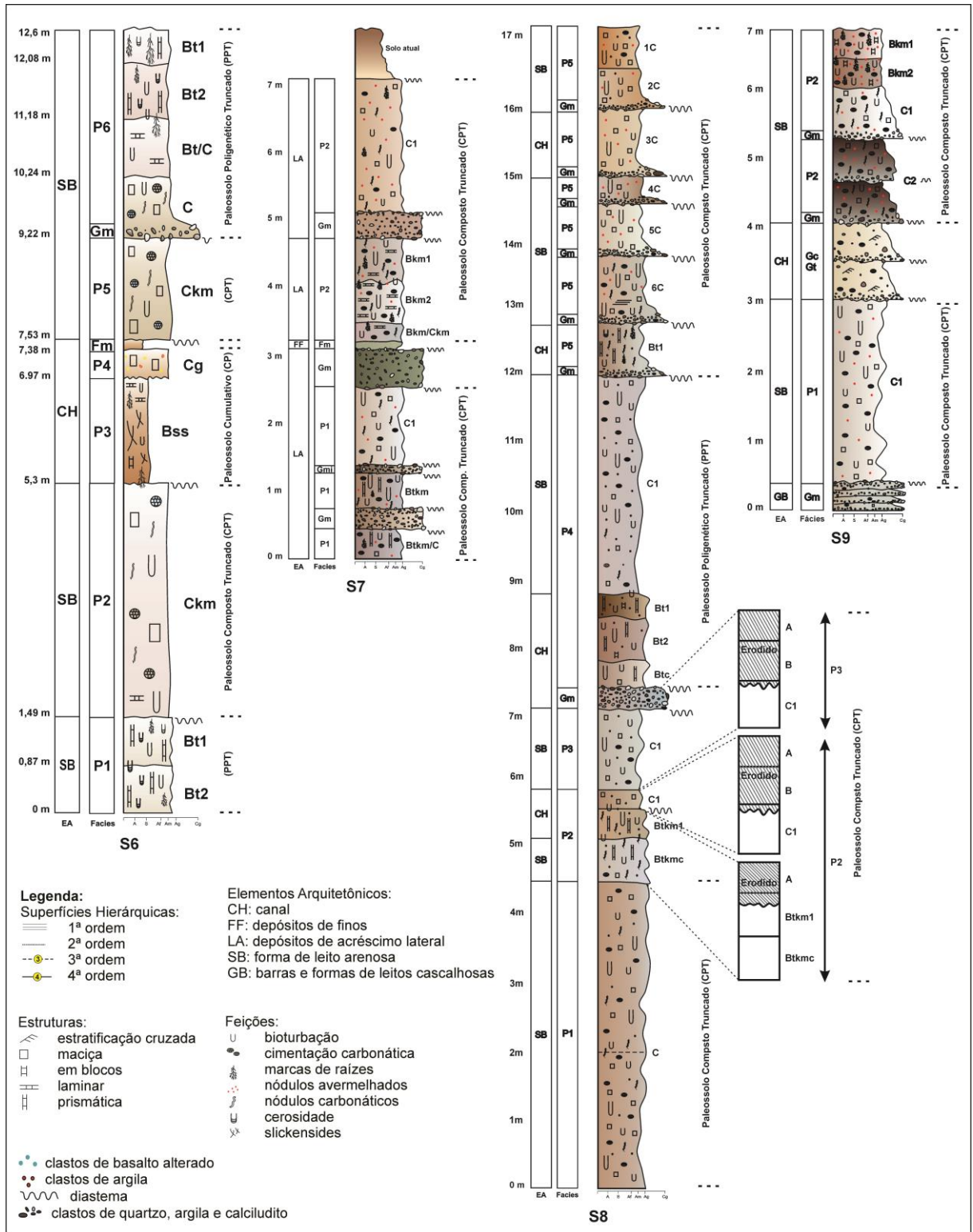


Figura 75. Paleossolos com perfis compostos, poligenéticos e cumulativos da Seção S6, S7, S8 e S9.

9.2.3. Fatores e processos de formação dos paleossolos

Através da interpretação das descrições morfológicas em campo e das análises micromorfológicas, mineralógicas e geoquímicas dos perfis foi possível reconstituir as condições da dinâmica dos fatores e processos de formação dos paleossolos da Formação Marília.

9.2.3.1. Fatores de formação

9.2.3.1.1. Material de origem

Na Formação Marília, o material de origem exerceu, sem dúvida, influência sobre o teor de carbonato no solo. Na maioria dos casos a rocha matriz constitui a fonte inicial direta de carbonatos, ou indireta, quando os carbonatos são formados a partir do intemperismo de minerais primários ricos em cálcio.

As descrições realizadas em campo demonstraram que o arenito é o principal material de origem dos paleossolos da Formação Marília. Batezelli (2003) classificou as rochas da Formação Marília, no Triângulo Mineiro, como litoarenito carbonático, marga, calcário arenoso e calcário puro. Pela classificação de Folk (1968), Vilela (2010) classificou os arenitos do sul de Goiás como litoarenito e sublitoarenito e os da região de Marília como subarcosiano e sublitoarenito.

Pelas análises micromorfológicas foi possível perceber que o material de origem dos paleossolos da Formação Marília é constituído principalmente por fragmentos de quartzo (muito predominante), de feldspatos, biotita e moscovita em variados grau de alteração e cimentados por calcita micrítica, paligorskita e material de argila com óxidos de ferro (Tabelas 30, 33, 36, 39 e 42; Figuras 57, 58, 59, 68 e 70).

As análises mineralógicas revelaram material de origem rico em quartzo (Tabelas 46, 47, 48 e 49; Figuras 60 e 61) na Formação Marília.

O alto teor de SiO_2 encontrado nos paleossolos da Formação Marília também reflete a abundância de quartzo presente no material parental (Tabelas 50, 51, 52 e 53). Esse óxido de silício é proveniente do material de origem, uma vez que esse tectossilicato possui alta resistência ao intemperismo e baixa mobilidade, se tornando estável em condições de equilíbrio (como pH inferior a 8,5). Somente a valores de pH superiores a 8,5 é que as várias espécies iônicas de SiO_2 contribuem significativamente para a sílica total em solução (MELLO & PEREZ, 2009).

Relações molares denominadas de proveniência ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e de material parental (La/Ce e Ti/Zr) realizadas nas Seções S7, S8 e S9 contribuíram para o melhor entendimento entre a alteração dos depósitos (material de origem) e a evolução pedogênica.

Além de ser utilizada como um indicativo do grau e condições de pedogênese e de variações paleoclimáticas (SUGUIO, 1973; SUGUIO & BARCELOS, 1983), a relação Ti/Al é particularmente útil como um indicador de proveniência pois os conteúdos de Ti pode ser bastante variáveis entre os diferentes tipos de rochas, enquanto os teores de Al são relativamente constante (SHELDON & TABOR, 2009).

Na Seção S9, a relação de proveniência ($\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) mostrou valores baixos e muito poucos variáveis (0,15 a 0,16) para os horizontes Bkm1, Bkm2, C1 e C2 do (P2), e valores maiores e pouco variáveis (0,19 e 0,22) para os horizontes C1 e C2 do (P1) (Figura 76). Na Seção S8 a relação $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ apresentou variação oscilando entre 0,13 e 0,22 (Figura 76). O horizonte Bt1 do perfil 5 apresentou o maior valor na relação (0,22). A variação no perfil 5 foi de 0,14 a 0,22 e no perfil 4 não houve variação pois todos os horizontes tiveram um valor de 0,16. Os perfis 2 e 3 tiveram valores entre 0,17 e 0,18. O perfil 1 apresentou um valor de 0,19 para o horizonte C1 e 0,22 para o C2. A Seção S7 apresentou valores para a relação entre 0,05 e 0,13. No perfil 2 (S7), os valores oscilaram entre 0,07 e 0,13 e no perfil 1 (S7), entre 0,05 e 0,1 (Figura 76).

Os elementos Ti e Al são muito estáveis durante o intemperismo geoquímico (PATON, 1978) e ao longo do perfil de alteração a relação entre esses óxidos deve ser contínua, pois qualquer pico na representação gráfica indicaria mudança, ou seja, variação de depósitos. De acordo com Sheldon & Tabor (2009) a razão entre as taxas de alumínio e titânio permanecem constantes ao longo da pedogênese e apresentam baixa variabilidade com a profundidade do perfil. Além do mais, em condições de pH quase neutro (5,5 a 8) o alumínio é mais facilmente mobilizado que o titânio e em condições de pH ácido ambos apresentam altas mobilidades (SHELDON & TABOR, 2009). Na Formação Marília, a relação Ti/Al indicou que os paleossolos evoluíram a partir de diferentes ciclos deposicionais, em condições de pH alcalino a quase neutro.

Sheldon (2006) propôs a relação La/Ce também para determinar a proveniência, uma vez que esses elementos são relativamente abundantes em materiais silicatados e possuem solubilidade semelhantes. Dado o comportamento químico similar desses elementos, os valores encontrados em paleossolos devem ser bem próximos daqueles do material parental, se não houver outras fontes de sedimentos (como deposição eólica) e se eles forem derivados de um mesmo material de origem (SHELDON & TABOR, 2009). Esse índice é útil tanto

como um controle sobre outros indicadores de proveniência quanto como um meio independente para avaliar outros processos, como adição eólica (SHELDON & TABOR, 2009).

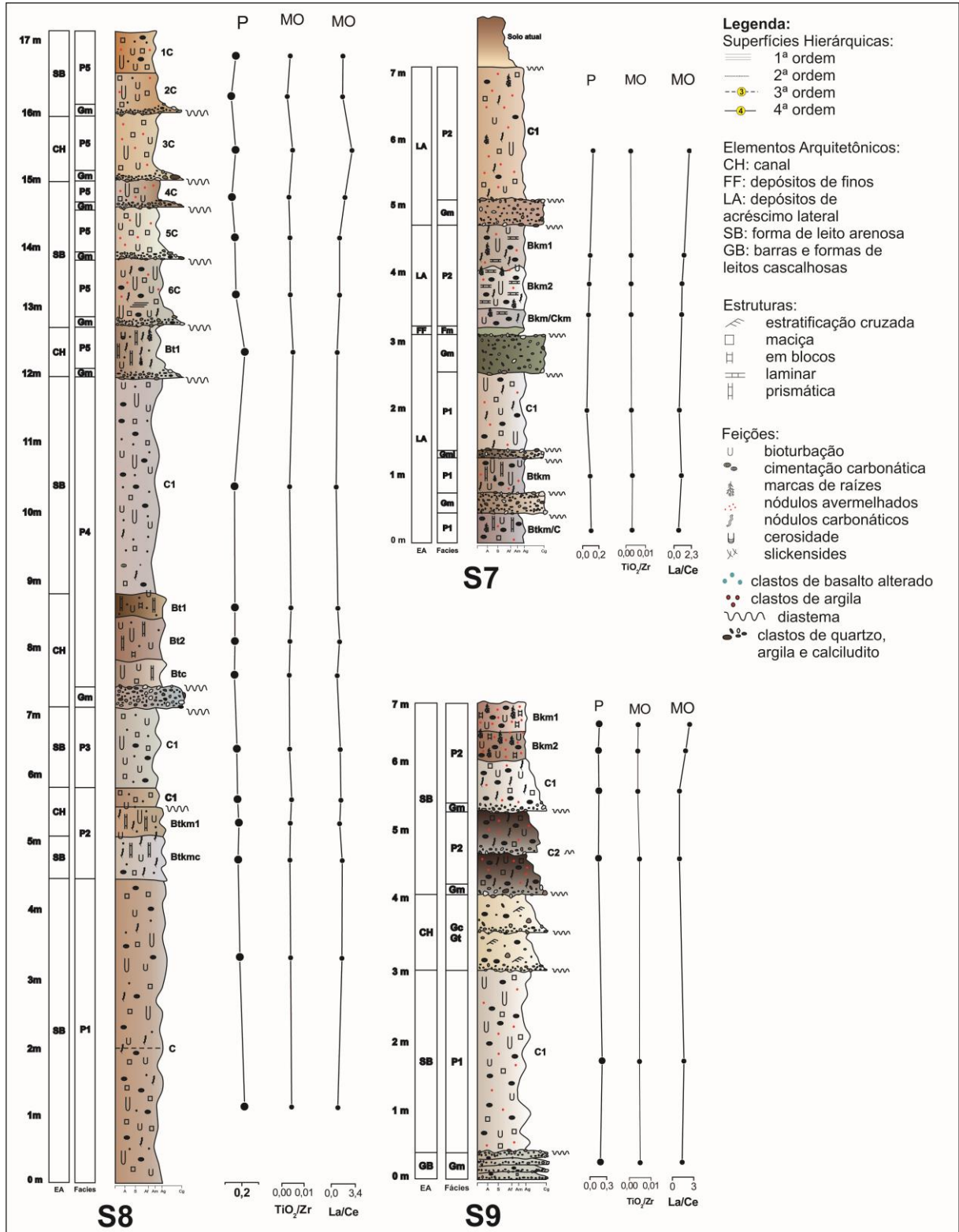


Figura 76. Seções S7, S8 e S9 e relações molares associadas a matérias parentais: relação molar de proveniência (P) e material de origem (MO). **P:** $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Segundo Maynard (1992) Ti e Zr, encontrados em minerais que são resistentes à alteração, tendem a acumular-se com o avanço do intemperismo. Em materiais de origem uniformes, a relação Ti/Zr deve mudar gradualmente e uniformemente com a profundidade, sem inflexões nítidas ou reversões de tendências (BIRKELAND, 1999). McCarthy e Plint (2003) utilizaram variações na relação Ti/Al para indicar descontinuidades texturais de perfis. Em geral, materiais ricos em argilas têm maior valor de Ti e menores de Zr e o contrário é verificado em materiais arenosos (MCCARTHY & PLINT, 2003).

Na Formação Marília (Seções S7, S8 e S9) a relação Ti/Zr apresentou comportamento similar às relações de proveniência (Ti/Al, La/Ce), favorecendo as mesmas interpretações (Figura 76). Essas relações demonstraram que os perfis de paleossolos evoluíram *in situ* a partir dos depósitos prévios, não se tratando de colúvios. A pouca variação dos índices (Ti/Zr, Ti/Al, La/Ce) nos horizontes C e B dos perfis constituíram premissas que contribui para a sustentação da conclusão supracitada.

As interpretações das análises macro e micromorfológicas, mineralogia e geoquímica permitiram definir a gênese dos calcretes da Formação Marília como sendo pedogênicos, dado que evoluíram *in situ* a partir dos vários ciclos paleodeposicionais. No entanto, a área-fonte, rica em carbonatos, do material de origem dos paleossolos ainda continua uma questão sem resolução definitiva.

Acumulações de carbonatos podem ter origens muito variadas do solo. Basicamente, as fontes podem ser autóctone ou aloctone (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010). Os carbonatos autóctones são aqueles originados do material parental, ou por estarem presentes na rocha, que é o caso mais comum, ou porque, embora não fisicamente presentes, são neoformados no solo como consequência do intemperismo de minerais primários como os piroxênios, plagioclásios ou anfibólios. Os carbonatos alóctones não possuem uma genética relacionada com o material parental *in situ*. Sua origem se deve a contribuições externas, podendo ser transportados pela água ou pela ação do vento, visto que muitos carbonatos em regiões áridas possuem uma gênese eólica.

Segundo Klappa (1980, 1983) as fontes de carbonatos são diversificadas e podem estar relacionadas à água das chuvas, que contem naturalmente entre 6 e 7 ppm de Ca^{+2} , ao escoamento em superfície e de subsuperfície, à vegetação que é capaz de acumular carbonatos no interior de seus tecidos ou dissolvem carbonatos contidos na rizosfera, litologias, bioclastos produzidos por gastrópodes e à poeira.

A área-fonte dos carbonatos na Formação Marília tem sua origem atribuída ao intemperismo de piroxênios e feldspatos cálcicos dos basaltos da Formação Serra Geral (SUGUIO, 1973), aos calcários do Grupo Bambuí (SUGUIO, 1973; BARCELOS, 1984; BATEZELLI, 2003; MAOSKI, 2012), ao intemperismo e erosão dos complexos alcalino-carbonáticos do Alto Paranaíba e à poeira eólica e águas de superfície (MAOSKI, 2012).

A partir de dados de petrografia e paleocorrentes Batezelli (2003), Batezelli et al. (2007), Batezelli (2010), Mattos & Batezelli (2014), Batezelli (2015) e Batezelli & Ladeira (2016) mostraram que as áreas fontes da Bacia Bauru constituem os fluxos sedimentares da Província Alcalina de Goiás (PAGO) e do Soerguimento do Alto Paranaíba (SAP).

9.2.3.1.2. Paleorrelevo

Os pedotipos identificados na Formação Marília estão associados a diferentes posições do relevo na paisagem do Maastrichtiano da Bacia Bauru (Figura 77). Os pedotipos com horizontes Bk, Bkm e Ck ou Ckm indicam posições planas a suave-onduladas da Formação Marília, enquanto os pedotipos com horizonte Cg e Bss estão associadas a lagoas efêmeras ou planícies de inundação, porções mais baixas do relevo, indicando oscilação do lençol freático (horizontes Bg e Cg). Os paleossolos com horizonte Bt representam as porções mais elevadas e suaves a planas das vertentes de antigas superfícies da Formação Marília, se comparado com os análogos solos com Bt atuais (BUOL et al, 1997; BREEMEN & BURMMAN, 2002; RESENDE et al, 2002).

No entanto, o uso de paleossolos na reconstituição de paleorrelevos constitui tarefa bastante complexa, tanto em escalas regionais (devido à diversidade de solos que se formam em curtos intervalos laterais) quanto em escala de vertentes (devido à ação dos processos erosivos que não permitem a preservação de perfis completos de paleossolos).

Ressalta-se, entretanto, que a abundância de calcretes da Formação Marília evidencia processos de inversão de relevo (Figuras 77 e 78). Horizontes cálcicos tendem a acumular-se em determinadas posições do relevo (Figura 13). A circulação hipodérmica em regiões calcárias faz com que os carbonatos migrem das zonas mais altas da serra e concentrem-se nas encostas mais baixas (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010). As porções centrais da Formação Marília correspondiam a uma antiga planície, que foi transformada em planalto residual, sustentado por concreções carbonáticas (Figura 78).

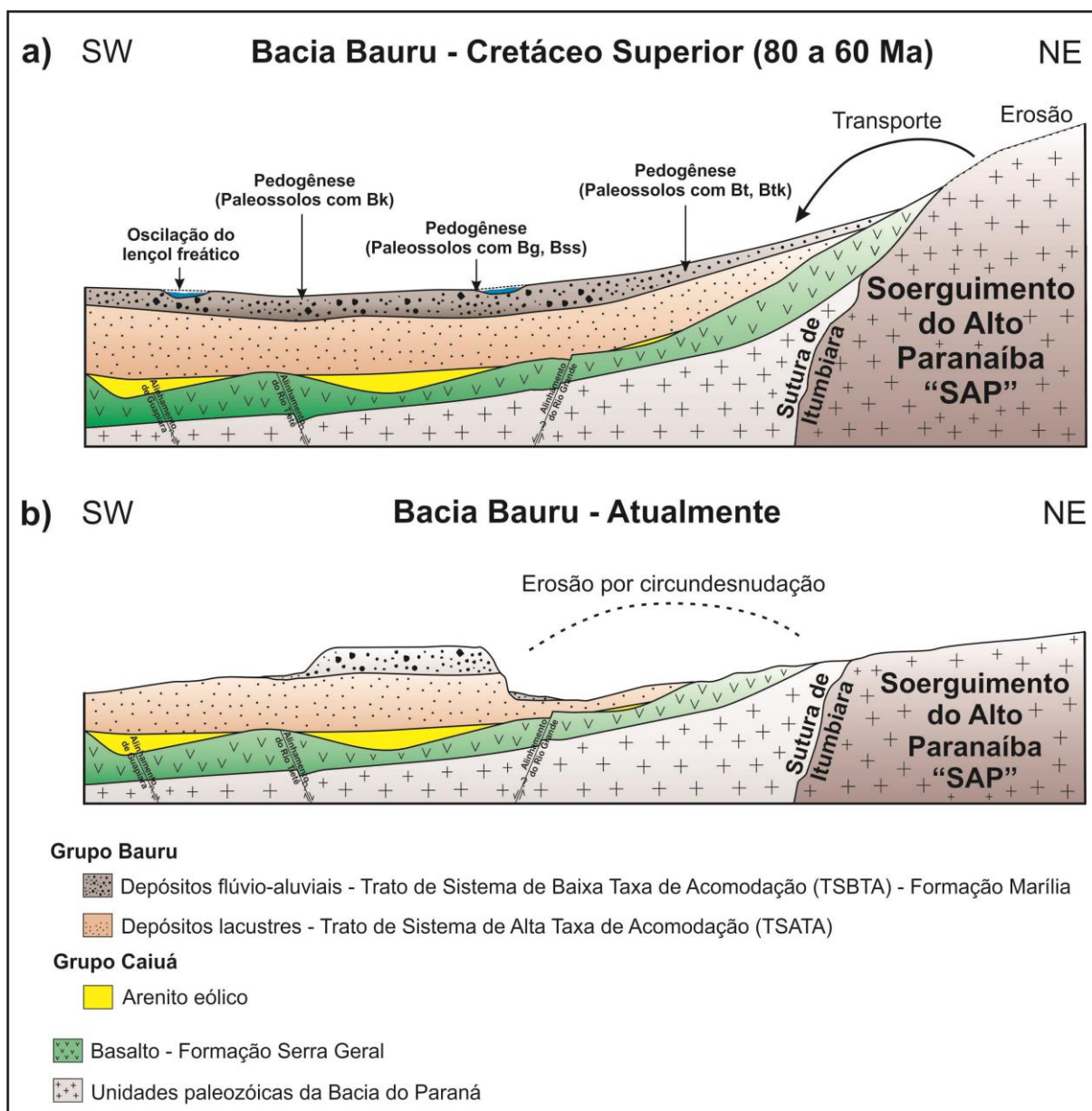


Figura 77. Gênese e evolução do relevo regional, evidenciando os depósitos e pedogênese na Formação Marília. a) Reconstituição da paleosuperfície da Formação Marília com a possível posição genética dos pedotipos no relevo (durante o Cretáceo Superior); b) Modelo atual com o processo de inversão de relevo na Bacia Bauru. Os platôs preservados correspondem aos calcretes da Formação Marília.

Fonte: Adaptado de Godoy (2006) e Batezelli (2010).

Segundo Fernandes (2010) e Maoski (2012) porções da Formação Marília onde os platôs estreitos e alongados são sustentados por paleossolos ou arenitos calcificados evidenciam processos de inversão de relevo. As causas do processo de inversão de relevo estão relacionadas ao intemperismo e erosão diferencial associados a mudanças climáticas e/ou ao soerguimento regional na bacia (FERNANDES, 2010).

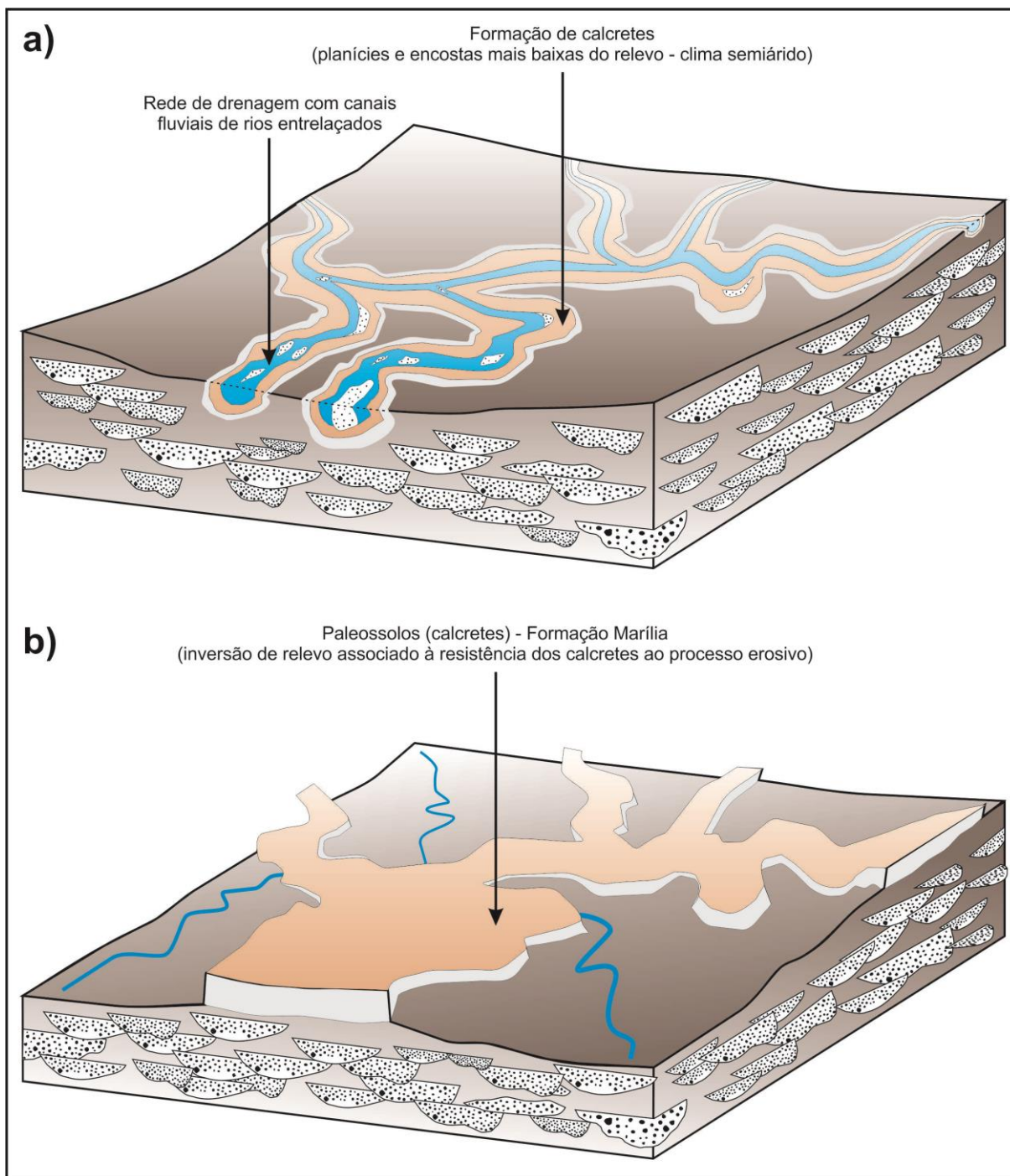


Figura 78. Modelo de inversão de relevo associado a calcretes da Formação Marília. a) Formação de calcretes nas porções mais baixas do relevo (a morfologia dos canais fluviais é predominantemente de rios entrelaçados); b) Porções mais elevadas (planaltos), resultantes de erosão diferencial de parte dos calcretes.

Fonte: adaptado de Fernandes (2010).

Arakel (1996) e Lintern (2002) demonstraram como ocorre o processo de inversão de relevo relacionado com a formação de calcrete laminar e em brechas (Figura 79). Erosão diferencial de material calcário, do solo sobrejacente e de camadas aluviais expõe os calcretes (maciço, laminar ou em brechas) que são mais resistentes (Figura 79). Estes, por sua vez,

tornam-se topograficamente mais altos, e o eventual processo de desintegração leva ao movimento mecânico de calcrete para as porções mais baixas do relevo (LINTERN, 2002).

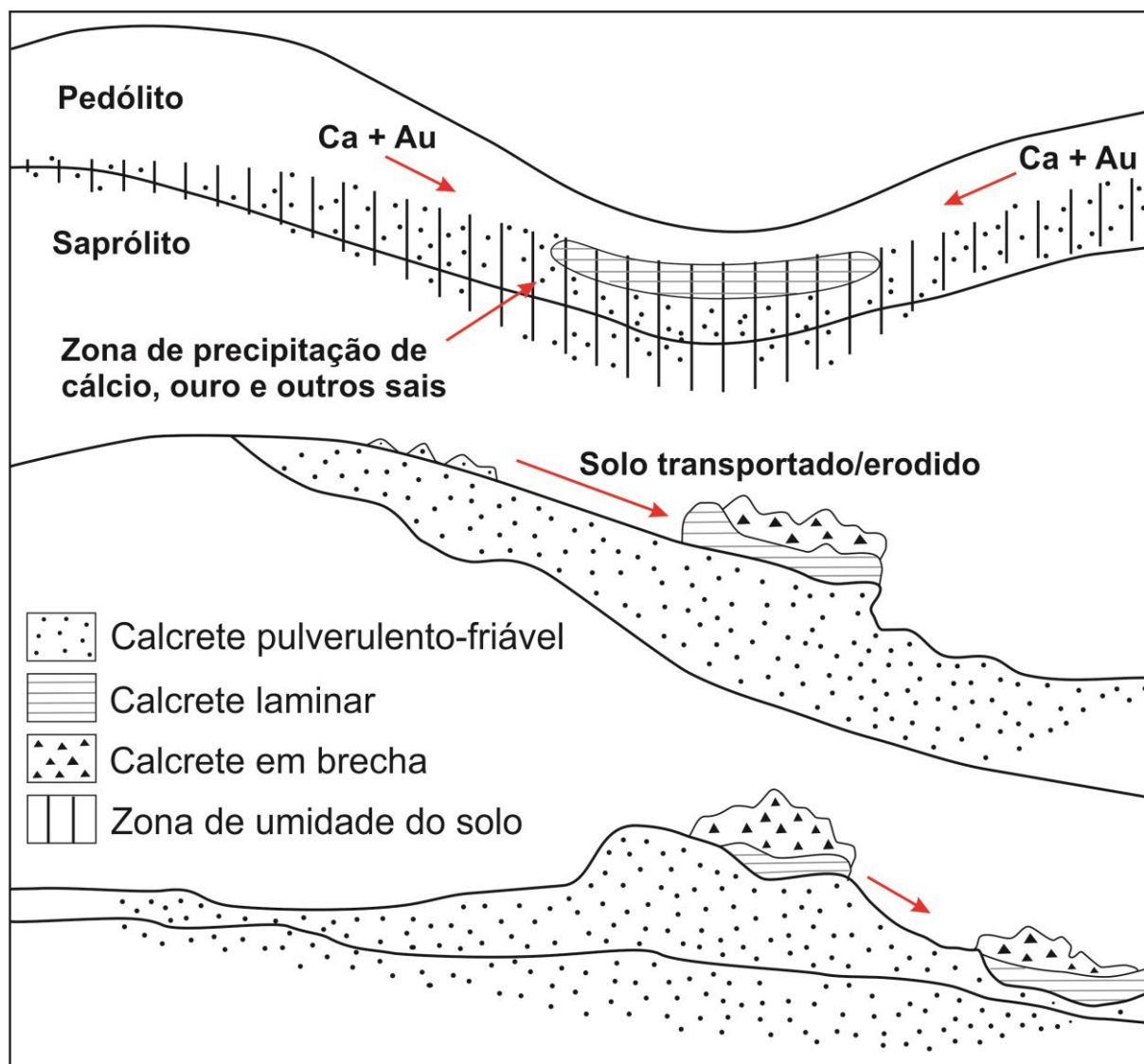


Figura 79. Processo de inversão de relevo através da formação de calcrete.

Fonte: baseado em Arakel (1996).

Dal'Bó & Basilici (2010), ao interpretarem a Formação Marília como um antigo lençol de areia eólica, definiram uma paleotopografia relativamente plana e uniforme, sem formas geomorfológicas expressivas como montanhas e vales.

9.2.3.1.3. Organismos

Tanto fósseis como icnofósseis faunísticos e florísticos foram identificados na Formação Marília, nas últimas décadas.

Os principais registros fossilíferos da Formação Marília compreendem os vertebrados da família *Titanosauridae*, entre eles os sauropodos e titanossauros, peixes (characiformes, siluriformes e perciformes), tartarugas (*Cambaremys langertoni*), sapos, dulciaquícolas (gastropodos e bivalvíos), terópodos, crocodilomorfes, anfíbios, vegetais (carófitas, pterodófitos e esporos), restos esqueléticos de lepidossáurios, testudines, ovos fossilizados, corólitos, moluscos (*Viviparus souzai*, *Physa aridi* e *Musculium*, *Amblyochara sp.*, *Gobichara groberi*, *Chara sp.*, *LLyocypris setembrinopetri*, *LLyocypris sp.*, *Neuquenocypris minor mineira*, *Virgatocypris mezzalirai*, *Candonopsis sp.*), crustáceos e restos vegetais (SUGUIO, 1973; MEZZALIRA, 1974; MEZZALIRA & ARID, 1974; MILONISANTUCCI & BERTINI, 2001; GARCIA et al., 2005 e VASCONCELLOS & CARVALHO, 2006). No entanto, segundo Candeiro (2005) e Iori & Carvalho (2009), as espécies mais importantes e formalmente descritas na Formação Marília são representadas por *Armadillosuchus arrudai*, *Baurubatrachus pricei*, *Baurusuchus salgadoensis*, *Pristiguana brasiliensis*, *Itasuchus jesuinoi*, *Mariliasuchus amarali*, *Mariliasuchus Robustus*, *Morrinhosuchus luziae*, *Peirosauros torminni*, *Sphagesaurus huenei*, *Sphagesaurus montealtensis*, *Uberabasuchus terrificus*. Dentre os fósseis e icnofósseis, Senra & Silva e Silva (1998) registraram gastrópodes, bivalves esferídeos, pteridófitas aquáticas e ostracodes na Formação Marília.

Nos paleossolos da Formação Marília os organismos são representados principalmente por icnofósseis da paleofauna e paleoflora que se desenvolveram no Maastrichtiano da Bacia Bauru. Dentre os icnofósseis destaca-se uma diversidade de bioturbações com morfologia variada, marcas de raízes com halos de oxirredução, rizólitos e crotovinas (Figuras 67, 69C, 69E, 70C, 72C e 72E). Nos afloramentos do Triângulo Mineiro fósseis de vertebrados também foram identificados.

Dal'Bó & Basilici (2010) identificaram rizólitos morfologicamente semelhantes às “tap roots” de pequenas plantas descritas por Hembree & Hasiotis (2007). Tocas de animais terrestres interpretados como *Macanopsis isp* (representado por uma variedade de invertebrados, incluindo insetos, besouros e aranhas) também foram identificados nos paleossolos da Formação Marília (DAL'BÓ & BASILICI, 2010). Pavia Junior (2011) identificou feições de icnofósseis semelhantes aos *arenicolites isp*, *Macanopsis isp* e *Taenidium Barretti*, todos associados a canais fluviais ou planícies de inundação.

Ressalta-se que a vegetação desempenhou um papel importante na formação dos horizontes cálcicos da Formação Marília, uma vez que as raízes das plantas absorvem água, produzindo a precipitação de sais (Figura 13). Além disso, a vegetação é capaz de formar cristais de carbonato, que provisoriamente permanecem acumulados no tecido, e depois da humificação, eles são sintetizados e incorporados ao solo. A síntese de carbonatos também pode ser observada como resultado da ação metabólica de certas bactérias (Figura 13). Além do mais, há inúmeros autores que têm destacado a ação de organismos na formação e transformação de horizontes cálcicos (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010).

A diversidade de bioturbação, rizólitos, marcas de raízes com halos e crotovinas (Figuras 65, 67, 69, 70 e 72) corroboraram a hipótese de ambiente deposicional fluvial sob condições climáticas semiáridas, vigentes durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru. A maioria das marcas de raízes dos calcretes da Formação Marília são espessadas e relativamente profundas (Figuras 65C e 67C), sendo feições características de ambientes com climas áridos a semiáridos. A exceção ocorre em paleossolos de antigos preenchimento de material mais argilosos de paleocanais, que apresentam abundantes marcas de raízes verticais com alta densidade e halos de redução (Figura 67D), que se concentravam em locais mais úmidos do ambiente.

A maioria dos icnofósseis da Formação Marília atestaram a origem pedológica dos calcretes (Figuras 65, 67, 69, 70 e 72).

9.2.3.1.4. Paleoclima

A interpretação dos dados macro e micromorfológicos, da mineralogia e dos dados geoquímicos sugeriram o predomínio de paleoclima semiárido durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru. Skelton (2003) e Boucot et al. (2013), a partir de estudos globais sobre o Cretáceo Superior, admitiram uma grande zona árida, durante o Maastrichtiano, envolvendo a região que atualmente corresponde ao Brasil. Entretanto, esses estudos, além de constituírem estimativas e possuírem abordagem em escala global, são resultados de compilação de dados, em sua maioria.

O clima representa um fator essencial para a translocação dos carbonatos através do solo (GILE et al., 1966; FOLK, 1974; BAL, 1975; BULLOCK et al., 1985; DORRONSORO et al., 1998; DURAND et al., 2010) (Figura 13). Em climas úmidos o processo representativo é a lixiviação de carbonatos, sendo incomum sua acumulação, enquanto que em climas áridos ou semiáridos, a precipitação é geralmente insuficiente para eliminar os carbonatos do perfil.

No entanto, como uma série de parâmetros edáficos estão envolvidos nesse processo (tais como a permeabilidade dos horizontes), em certas ocasiões o papel do clima pode não ser evidente. Além disso, é preciso considerar a possibilidade de que o horizonte cálcico pode ter sido formado no passado, sob condições climáticas muito diferentes da atual. Em qualquer caso, carbonatos desempenham um papel muito importante em regiões áridas e semiáridas, na medida em que o processo de carbonatação pode ser considerado o mais representativo nessas áreas. Além da quantidade global de precipitação, a sua distribuição afeta de forma decisiva o comportamento dos carbonatos. Assim, no clima mediterrânico, em que as chuvas são concentradas nos meses mais frios (máxima dissolução, mínimas perdas por evapotranspiração) e com verões quentes e secos (intensa dessecação e, portanto, precipitação), são fornecidas as condições ideais para a formação de horizontes cálcicos.

A abundância de calcretes na Formação Marília são registros de ambientes com paleoclimas semiáridos, visto que esses são raros em climas áridos ou úmidos e possuem uma máxima formação em climas semiáridos (FEDOROFF & COURTY, 1989) (Tabela 55). Segundo Klappa (1983) os calcretes modernos são comuns em ambientes de clima semiárido. Outro fator que endossa essa tese é a ausência de horizontes gleis associados à maioria dos calcretes. Geralmente calcretes de climas úmidos tem uma associação com horizontes de ambientes redutores, devido sua posição de formação no relevo.

Tabela 55. Relação entre clima e desenvolvimento de calcretes. Baseado em Fedoroff & Courty (1989).

Processos	Aumento da aridez no clima →		
	Úmido	Semiárido	Árido
Atividade microbiana	Intensa	Intensa	Latente
Bioturbação	Intensa	Frequente	Decresce com a aridez
Formação de paleossolos	Comum	Moderado	Muito raro
Formação de calcrete de água subterrânea	Rara	Máxima	Rara
Formação de calcrete pedogênico	Rara	Máxima	Rara
Neogênese de paligorskita	Ausente	Máximo	Incipiente
Intensidade da erosão hídrica	Baixa	Elevada	Máxima
Intensidade da erosão eólica	Ausente	Elevada	Máxima
Intemperismo químico	Máximo	Moderado	Incipiente

As interpretações das análises micromorfológicas propiciaram o esclarecimento das variações locais e regionais ocorridas no paleoclima do Maastrichtiano da Bacia Bauru. Depleção de cálcio, pingentes de calcita e feições de revestimentos foram os principais produtos interpretados.

Os pingentes de calcita (calcitas pendentes) foram outras características marcantes nos calcretes da Formação Marília, comprovando suas origens pedológicas. Os pingentes são laminados e compostos por calcitas micríticas e microesparíticas, com coloração variando do marrom claro ao escuro (Figuras 70E e 72C). Pingentes laminados podem refletir as variações do clima (MANAFI & POCH, 2012). Segundo os autores, lâminas de coloração mais claras, compostas por carbonato de cálcio relativamente puro, indicam períodos secos, não adequados para a atividade biológica. No entanto, em períodos mais úmidos, as condições climáticas se tornam adequadas para a atividade biológica e desenvolvimento de vegetação, aumentando a produção de matéria orgânica que, misturada com o carbonato de cálcio, resulta em lâminas de coloração mais escuras (MANAFI & POCH, 2012). Nos paleossolos da Formação Marília, as multicamadas de pingente laminar de calcita (Pt), indicadas pelas setas amarelas (Figura 72C), apontam melhoria nas condições de umidade. Essa coloração de tons marrons possibilita a inferência de que as condições climáticas eram mais adequadas para a atividade biológica e desenvolvimento da vegetação, com produção de matéria orgânica, ou a interpretação de que o perfil estava sob condições de hidromorfia. Nos paleossolos da Formação Marília a quantidade de calcita pendente aumentou nos horizontes Btkm em relação aos Bkm na Seção S7.

Feições de depleção de carbonatos e de revestimentos foram identificadas em vários perfis de paleossolos e auxiliaram na definição da cronologia dos eventos, a nível micromorfológico (Figuras 70, 71 e 72).

Segundo Stoops (2008) a justaposição de (hipo)revestimentos permite a definição da cronologia, enquanto que a combinação da análise da fábrica com a determinação dos constituintes possibilita à micromorfologia identificar a origem do material parental ou distinguir se as acumulações de argila foram formadas por intemperismo ou por iluviação. A cronologia relativa dos paleossolos da Formação Marília (Figura 71E) sugeriu que inicialmente houve o revestimento de carbonato numa primeira fase, e depois ocorreu o revestimento de argila com óxidos de ferro, num processo de superimposição (segunda fase). Essa sequência se repetiu em vários perfis de paleossolos, sobretudo naqueles identificados como horizontes Btk. A interpretação cronológica de preenchimentos revelou, também, que paligorskita (P), presente em praticamente todos os horizontes dos perfis, se precipitou nos poros dos paleossolos ou revestindo grãos, tratando-se de um mineral secundário (Figuras 71A, 80 e 81). A neogênese do mineral paligorskita é máxima em clima semiárido e incipiente em climas áridos (Tabela 55).

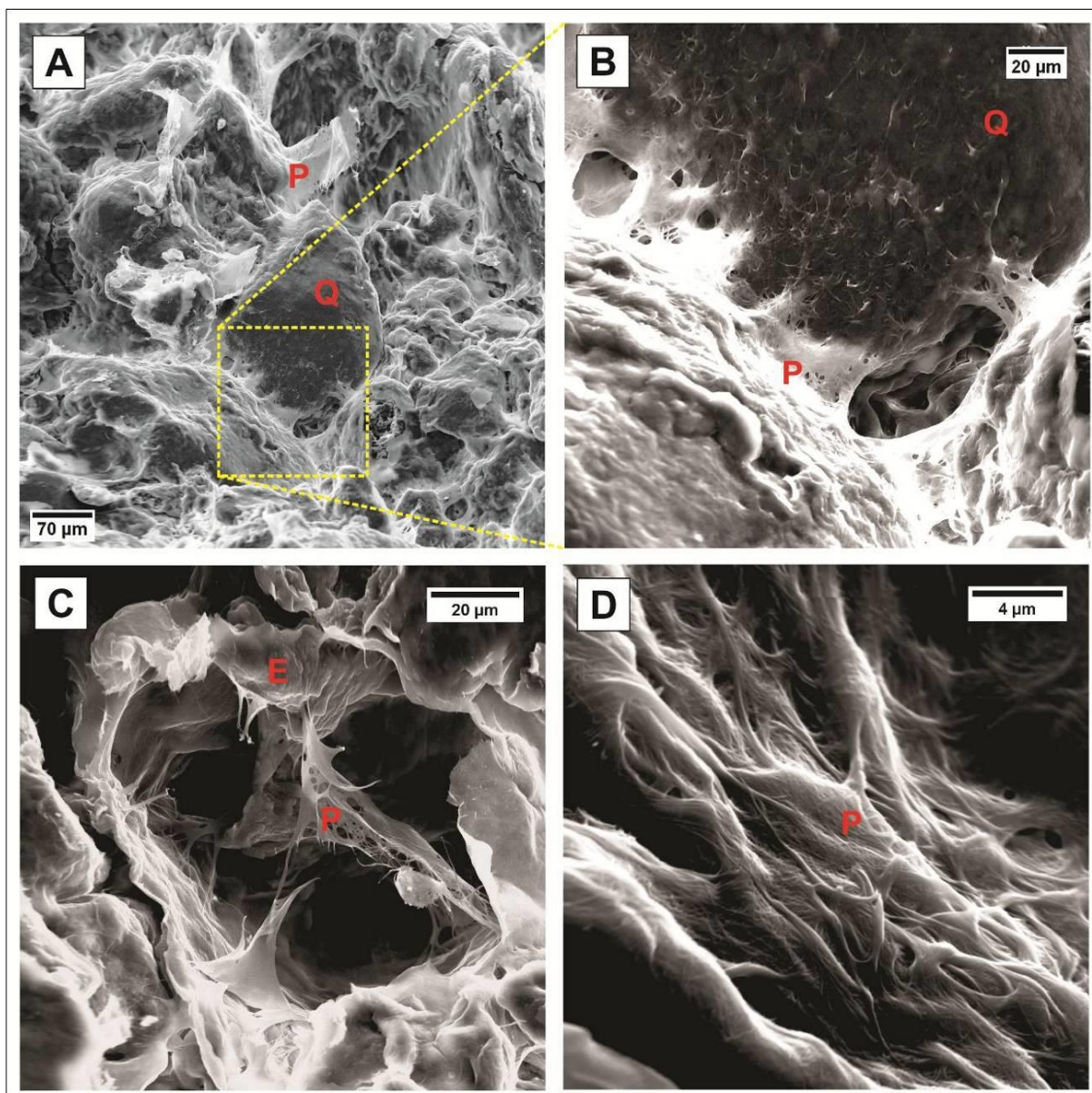


Figura 80. MEV do horizonte C1 (P3 da Seção S8). A) Autigênese da paligorskita (P), revestindo grãos de quartzo (Q) e calcita; B) Detalhe da paligorskita (P) sob a forma de agregado de fibras entrelaçadas revestindo o grão de quartzo (Q); C) Formação da paligorskita (P) através da alteração da esmectita (E). É possível observar paligorskita sob a forma de agregado de fibras entrelaçadas preenchendo os poros, feição típica de paleossolo (SINGER, 1984, 2002); D) Detalhe do agregado fibroso com fios entrelaçados e com certa orientação da paligorskita.

Calcita micrítica revestindo grãos e poros e calcita esparítica preenchendo poros ou bioturbações foram feições recorrentes nos horizontes de paleossolos, sobretudo naqueles definidos como Bk. Revestimentos de carbonatos podem ser formados por evaporação ou translocação mecânica ou ter suas origens relacionados com a atividade biológica, constituídos por túbulos microbianos ou fibras tipo agulha de calcita (STOOPS & SCHAEFER, 2010). Esses tipos de revestimentos de carbonatos foram encontrados nos paleossolos da Formação Marília (Figura 70). A seta vermelha indicou um produto da

reprecipitação carbonática em torno do grão de quartzo, constituindo um revestimento de calcita (calcã) em paleossolos com horizonte Bkm da Formação Marília (Figura 70A).

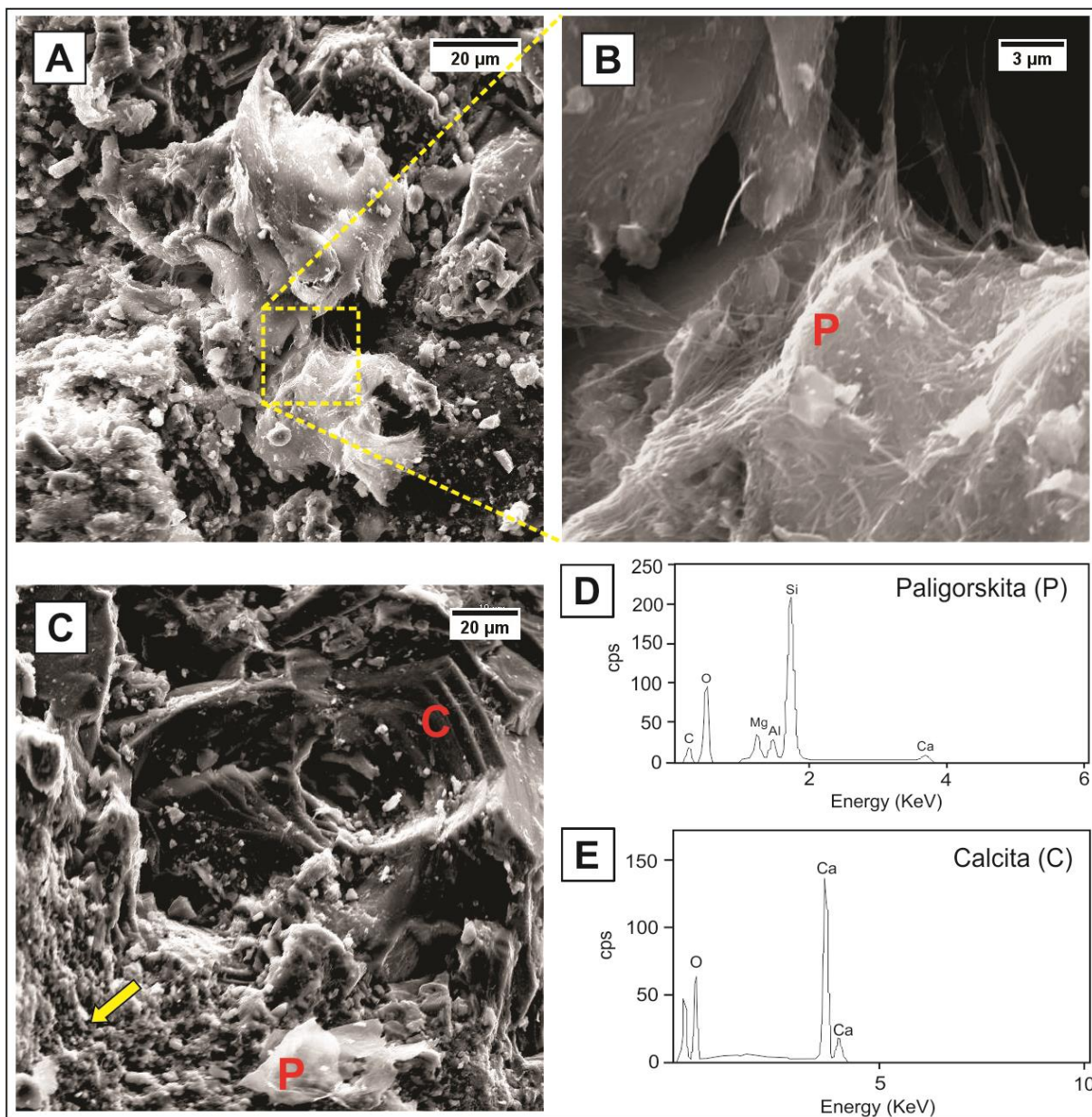


Figura 81. MEV do horizonte Bkm1 (P2 da Seção S9). A) Associação de paligorskita com calcita; B) Detalhe da autigênese da paligorskita (P), formando um agregado de fibras entrelaçadas; C) Autigênese da paligorskita (P) entre a calcita microesparítica (seta amarela) e esparítica (C); D) O padrão EDS dos agregados de paligorskita fibrosa sugere uma composição elementar principal constituída por Si, Al, Mg e O, com menor quantidade de C e Ca. A fórmula química da paligorskita identificada no horizonte Bkm1 é $(\text{Mg}, \text{Al})_5(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$; E) Análise EDS da calcita esparítica (C) do horizonte Bkm1, com uma composição química elementar constituída pelo Ca e O.

Na Seção S7 foram identificadas calcitas citomórficas. Essa forma de calcita se desenvolve sob alta atividade biológica e presença de umidade (MANAFI & POCH, 2012). Acumulações de calcita citomórfica e pedofeições de esgotamento de carbonato são

resultados de atividades biológicas sob clima úmido, sendo relíquias de um clima úmido no passado (MANAFI & POCH, 2012). Calcita citomórfica composta por carbonato esparítico em zona de descalcificação encontrada nos horizontes Btkm (P1 da S7) (Figura 72E) pode acusar transição de um clima mais seco para um mais úmido, melhoria nas condições hidrológicas regional ou locais, ou ainda que o perfil estava em condições hidromórficas.

No entanto, pedofeição de calcificação-descalcificação associado com a impregnação de tecidos da raiz é frequentemente observado em solos calcários semiáridos (DURAND et al., 2010). Essa feição, segundo os autores, corresponde a preenchimentos dos canais por calcita citomórfica esparítica, cercada por uma zona de material não-calcário.

A evolução dos processos pedogênicos, à luz da análise micromorfológica, evidenciou três momentos para a gênese dos paleossolos. Na primeira fase, mais seca, há intensa cimentação dos horizontes por calcita micrítica e microesparítica (gerando distribuição relativa porfírica), e precipitação de paligorskita nos poros ou preenchendo as bioturbações (Figuras 57A, 69A, 69E, 70E, 71A, 80 e 81). A segunda fase é caracterizada pela destruição das distribuições relativas porfíricas pelo estabelecimento das distribuições quitônicas e enáulicas (Figuras 57E, 71E). A cronologia relativa relevou uma superimposição das feições de óxidos de ferro sobre a cimentação carbonática (Figura 71E). Na terceira fase, mais úmida, local ou regionalmente, a cimentação carbonática deixa de existir, dando espaço ao avanço das distribuições relativas quitônicas e gefúricas, originando os paleossolos com Bt (Figuras 57C, 71C e 72A).

No Maastrichtiano da Bacia Bauru, a interpretação da micromorfologia demonstrou que os paleossolos com horizonte Bkm são mais antigos e de ambientes mais áridos. Posteriormente, esses paleossolos são revestidos por argilominerais com óxidos de ferro, culminando com a destruição das distribuições relativas porfíricas (cimentação carbonática) e o estabelecimento de distribuições quitônicas, em condições climáticas locais ou regional mais úmidas, gerando paleossolos com horizonte Bt. No entanto, essas condições climáticas, apesar de serem mais quentes e úmidas, não foram suficientes para proporcionar a gênese de distribuições relativas enáulicas, típicas dos Latossolos atuais.

A interpretação das análises mineralógicas e geoquímicas também corroborou a hipótese de predomínio de clima semiárido no Maastrichtiano da Bacia Bauru.

A relação Ti/Al, além de ser utilizada como indicativo de proveniência e do grau de pedogênese, também é utilizado em estudos paleoclimáticos (SUGUIO, 1973; SUGUIO & BARCELOS, 1983). Suguio (1973) e Suguio & Barcelos (1983) encontraram percentuais com variação entre 0,07% e 0,14% na relação $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e associaram esses valores a

indicativos paleoclimáticos. Valores muito elevados nesta razão molecular indicariam altas taxas de dissolução do titânio e consequentemente, elevado intemperismo (SHELDON & TABOR, 2009). Esse intervalo, de acordo com Suguio & Barcelos (1983), estaria dentro do intervalo indicativo de climas secos. Nos horizontes das Seções S7, S8 e S9 os valores encontrados (0,05 a 0,22) são próximos daqueles encontrados pelos autores supracitados. Assim, esses valores corroboram com as evidências de climas secos na Formação Marília e indicam uma maior oferta de água e maior intemperismo em paleossolos com horizonte Bt, que apresentaram maiores valores dentro da relação (Figura 76).

As fases e as quantificações mineralógicas também sugeriram ambientes de clima semiárido para a Formação Marília (Figuras 60 e 61, Tabelas 47, 48 e 49). Segundo Meunier (2005), composições mineralógicas com associação de esmectitas, sepiolita e paligorskita identificam solos oriundos de sedimentos sob condições áridas a semiáridas. A calcita (CaCO_3), por outro lado, é um mineral muito comum em solos de regiões secas (subúmida a árida).

Embora a mineralogia aponte condições gerais de semiaridez para o ambiente de desenvolvimento dos paleossolos da Formação Marília, oscilações de maior umidade local ou regional também foram identificados (Figura 82). A variação do percentual de calcita acusou condições de maior aridez nos horizontes dos perfis 1 e 2 (P1 e P2 da S9), 1 e 2 (P1 e P2 da S8) e 2 (P2 da S7) e de maior umidade nos horizontes dos perfis 3, 4 e 5 (S8) e perfil 1 (S7). Houve um significativo acréscimo do percentual de calcita nos paleossolos com horizonte Bkm em relação aos com horizonte Btkm e Bt (Figura 82, Tabelas 47, 48 e 49), implicando mudanças nas condições ambientais locais ou regiões, como aumento do processo de lixiviação, precipitação e dessilicação, propiciando o estabelecimento de condições climáticas com características menos áridas.

Oscilações no teor de quartzo (SiO_2) nas seções (S7, S8 e S9) evidenciou maiores percentuais nos paleossolos com horizonte C, indicando maior dessilicação nos horizontes B (Figura 82).

A variação do teor de paligorskita nas seções (S7, S8 e S9) revelou um decréscimo sem progressivo aumento de calcita nos horizontes Bt1 (P5 da S8) e Bt2 (P4 da S8), o que pode ser associado com aumento da taxa de precipitação, com maior lixiviação. No entanto, o aumento percentual do mineral paligorskita associado com o aumento da calcita, representado pelo horizonte Bkm1 (P2 da S9) e pelos perfis 2 (S8) e 2 (S7), corrobora a tese de condições ambientais gerais semiáridas na formação dos perfis de paleossolos (Figura 82). A presença desse mineral nesses horizontes sugere condições semiáridas e baixos índices de precipitação,

necessários para sua estabilidade e permanência nesse ambiente. Paligorskita permanece estável com precipitação média anual abaixo de 300 mm (BIRKELAND, 1999). Para Paquet & Millot (1972), a paligorskita se torna um mineral instável em solos submetidos a precipitações superiores a 300 mm anuais e nessas condições, se transforma em esmectita.

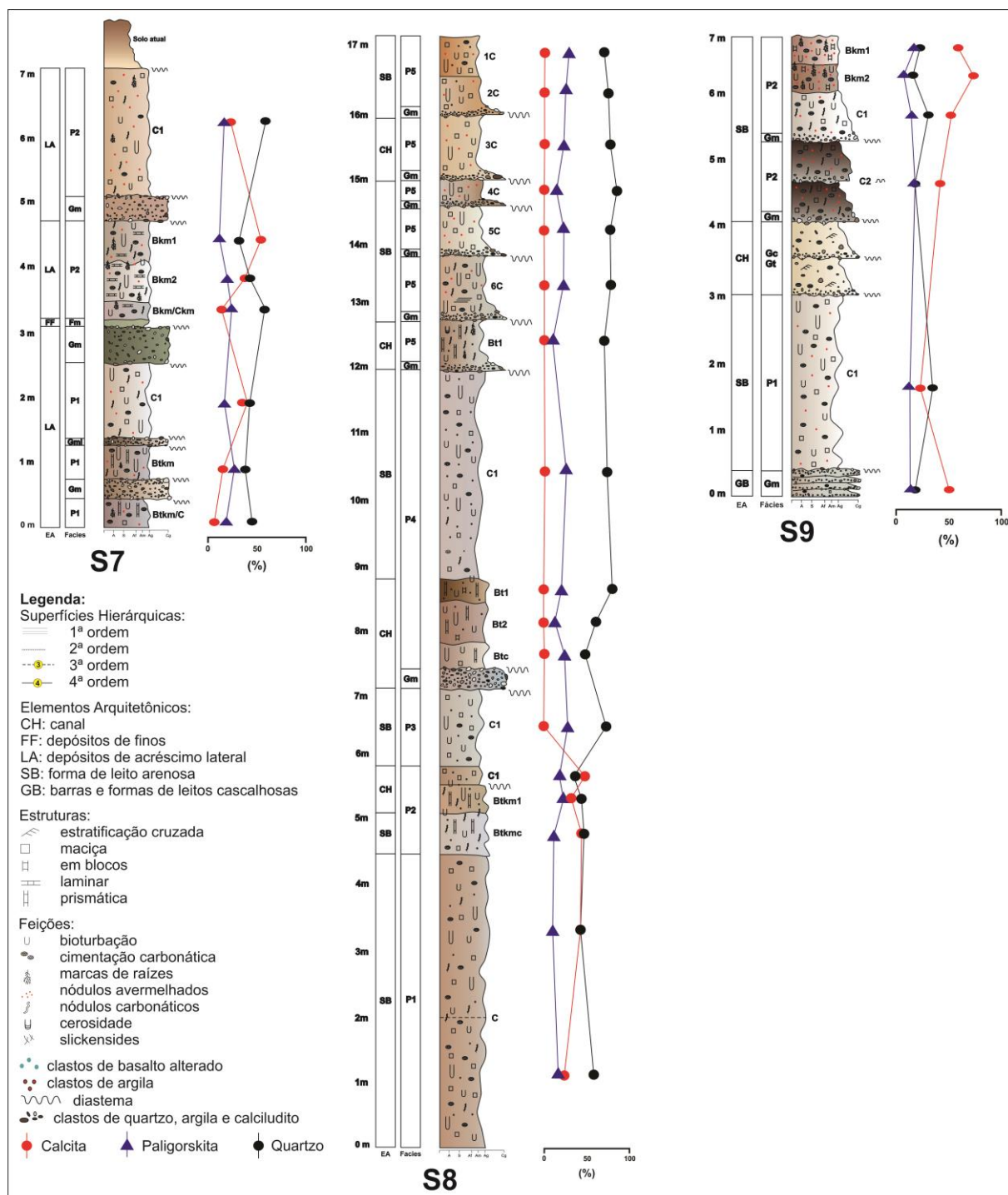


Figura 82. Variação dos percentuais de quartzo, calcita e paligorskita nas Seções S7, S8 e S9.

A presença de argilominerais 2:1, possivelmente formado por precipitação (neoformação), é um indicativo de condições ambientais semiáridas, com pouca lixiviação, acusando processo de pouca dessilicação, fato comprovado pelo alto percentual de quartzo nos difratogramas (Tabelas 44, 45 e 46).

Através da aplicação de climofunções, baseadas em equações exponenciais e regressões lineares foi possível determinar a estimativa da média da precipitação e temperatura (Seções S7, S8 e S9), importantes elementos constituintes do clima.

As taxas de precipitação média anual variaram entre 342 a 611 mm/ano (Tabela 56) para horizontes Bk. Os paleossolos com horizonte Bkm apresentaram valores médios de 420 e 500 mm/ano, respectivamente para as Seções S9 e S7 (Tabelas 56 e Figura 83).

Tabela 56. Estimativa da média de paleoprecipitação dos horizontes Bk da Seção S9 e S7.

Seção S9			Seção S7		
A (PH)	E (cm)	MAP (mm)	A (PH)	E (cm)	MAP (mm)
P2Bk1	42	431,072	P2Bk1	65	611,415
P2Bk2	39	408,563	P2Bk2	61	579,063
			P2Bk/Ck	30	342,44
			P1Btk	53	515,607
			P1Btk/C	45	453,815

A: Amostra; **PH:** Perfil e Horizonte; **E:** Espessura; **MAP:** Precipitação média anual. A função para o cálculo de MAP é uma fórmula específica para paleossolos com horizontes Bk.

MAP (mm) = 137,24 + 6,45D + 0,013D², na qual R² = 0,52 (coeficiente de determinação) e SE = ±147 mm (desvio padrão).

As estimativas de paleoprecipitação apresentaram valor máximo de 1.195 mm/ano para os seis horizontes Bt da Seção S8 (Tabela 57). Os valores de paleotemperaturas não oscilaram muito para os 6 horizontes relativo aos 3 perfis da Seção. Nos paleossolos com Bt a média de paleoprecipitação foi 881 mm/ano com desvio padrão de 182 mm e a média anual de paleotemperatura foi de 10 °C com desvio padrão de 4,4 °C (Tabela 57).

As equações aplicadas aos horizontes Btk, por possuírem feições com iluviação de argila, apresentaram valores de paleoprecipitação entre 444 e 861 mm/ano e taxas de paleotemperaturas variando entre 10,5 a 11,8 °C (Tabela 58). Os paleossolos com Btk da Seção S7 apresentaram valores médio de precipitação de 605 mm/ano segundo a estimativa MAP₁ e 665 mm/ano pela estimativa MAP₂, com média de paleotemperatura de 11,18 °C (Tabela 58).

Paleossolos com horizonte Bk apresentaram os menores índices de precipitação (342 mm), enquanto os com Bt tiveram as maiores taxas (1.196 mm) e a menor temperatura média

(9,22 °C) (Tabelas 56 e 57), sugerindo aumento da drenagem na evolução paleoclimática do Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Tabela 57. Estimativa da média de paleoprecipitação e paleotemperatura dos horizontes Bt da Seção S8.

A (PH)	PM (cm)	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CIA-K	MAP ₁ (mm)	MAP ₂ (mm)	(Na+K)/Al	MAT (°C)
P5Bt1	1153	7,36	0,66	2,16	0,2	82,79	1129,043058	1143,36735	0,362	10,595208
P4Bt1	1530	4,35	0,31	1,57	0,12	85,11	1181,842218	1176,46215	0,436	9,225024
P4Bt2	1579	4,05	0,29	1,39	0,09	85,71	1195,894478	1185,02115	0,408	9,743472
P4Btc	1630	3,96	0,28	1,36	0,1	85,46	1190,019177	1181,4549	0,413	9,650892
P2Btk1	1850	3,49	8,22	1,2	0,06	18,83	320,2537664	230,97795	0,4	9,8916
P2Btkc	1903	2,61	12,27	0,84	0,06	10,43	271,4108438	111,15195	0,386	10,150824

A: Amostra; **PH:** Perfil e Horizonte; **PM:** Profundidade média; **CIA-K** = $100[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})]$; **MAP:** Precipitação média anual; **MAT:** Temperatura média anual. As funções para os cálculos de MAP₁ e MAP₂ são fórmulas específicas para paleossolos com horizonte Bt.

MAP₁ (mm) = $221e^{0,0197(\text{CIA-K})}$, na qual R² = 0,72 (coeficiente de determinação) e s = ± 182 mm (desvio padrão). **MAP₂ (mm)** = $14,265(\text{CIA-K}) - 37,632$, que possui acurácia levemente superior (R² = 73).

A função para o cálculo de MAT é uma fórmula específica paleossolos com horizonte Bt.

MAT (°C) = $-18,516(S) + 17,298$, onde S = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, com R² = 0,37 e desvio padrão = ± 4,4 °C.

Tabela 58. Estimativa da MAP e MAT de paleossolos com horizonte Btk da Seção S7.

A (PH)	PM (cm)	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	CIA-K	MAP ₁ (mm)	MAP ₂ (mm)	(Na+K)/Al	MAT (°C)
P1Btk	576	7,01	6,91	1,77	0,1	35,516	444,8903741	469,00374	0,2967	11,8043028
P1Btk/C	656	6,82	2,04	2,02	0,18	63,002	764,5612207	861,09153	0,364	10,558176

A: Amostra; **PH:** Perfil e Horizonte; **PM:** Profundidade média; **CIA-K** = $100[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})]$; **MAP:** Precipitação média anual; **MAT:** Temperatura média anual. As funções para os cálculos de MAP₁ e MAP₂ são fórmulas específicas para paleossolos com horizonte Bt.

MAP₁ (mm) = $221e^{0,0197(\text{CIA-K})}$, na qual R² = 0,72 (coeficiente de determinação) e s = ± 182 mm (desvio padrão). **MAP₂ (mm)** = $14,265(\text{CIA-K}) - 37,632$, que possui acurácia levemente superior (R² = 73).

A função para o cálculo de MAT é uma fórmula específica paleossolos com horizonte Bt.

MAT (°C) = $-18,516(S) + 17,298$, onde S = $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, com R² = 0,37 e desvio padrão = ± 4,4 °C.

Através da aplicação do processo indutivo e baseado somente no elemento precipitação, a variação pluviométrica (Figura 86) da Seção S9 (408 a 431 mm) e da Seção S7 (342 a 611 mm) possibilitou a classificação do clima como sendo árido a semiárido para a região, segundo a classificação atual de Köppen (AYOADE, 2004). No entanto, essa relação não é linear e nem direta, sobretudo por se tratar somente de um elemento do clima.

Na Seção S8 as taxas pluviométricas máximas foram de 1.196 e de 1.185 mm/ano, respectivamente segundo as estimativas MAP₁ e MAP₂ (Tabela 57, Figura 84a). Esse fator precipitação, acima de 1000 mm/ano, classificaria o clima dessa seção (A2), segundo a proposta de Köppen, como quente e úmido ou clima tropical (AYOADE, 2004). Baseado nessa interpretação, os valores encontrados para os paleossolos com horizonte Bt refletiriam um momento distinto de evolução da Formação Marília, com maiores graus de drenagem e maiores taxas de precipitação, intemperismo e lixiviação. Entretanto, a variação na

temperatura (9,8 a 10,6 °C) não atende aos critérios para a determinação do clima como sendo tropical na Seção S8 (Tabela 57, Figura 84b).

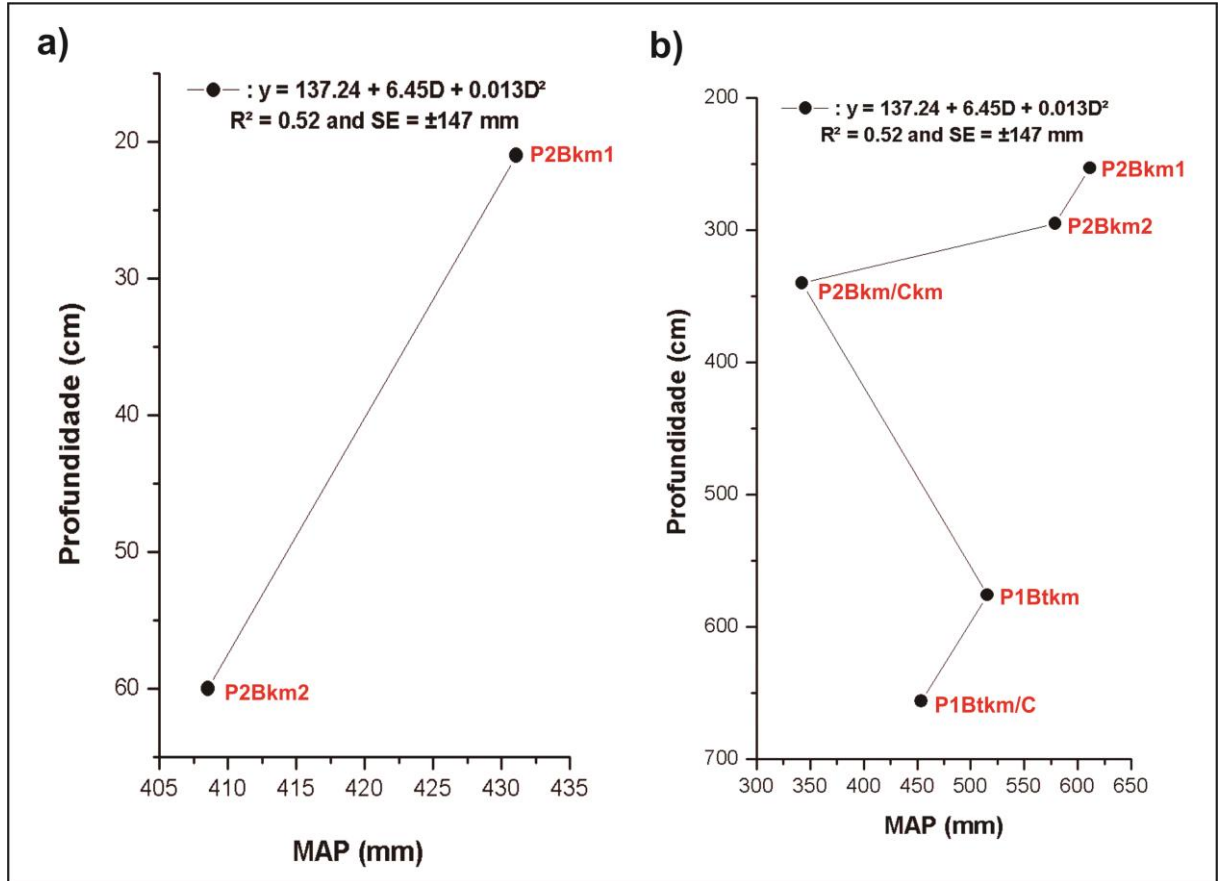


Figura 83. Taxas de precipitação média anual (MAP) para paleossolos com horizonte Bk. a) Climofunção de horizontes de paleossolos da Seção S9; b) Climofunção de horizontes de paleossolos da Seção S7.

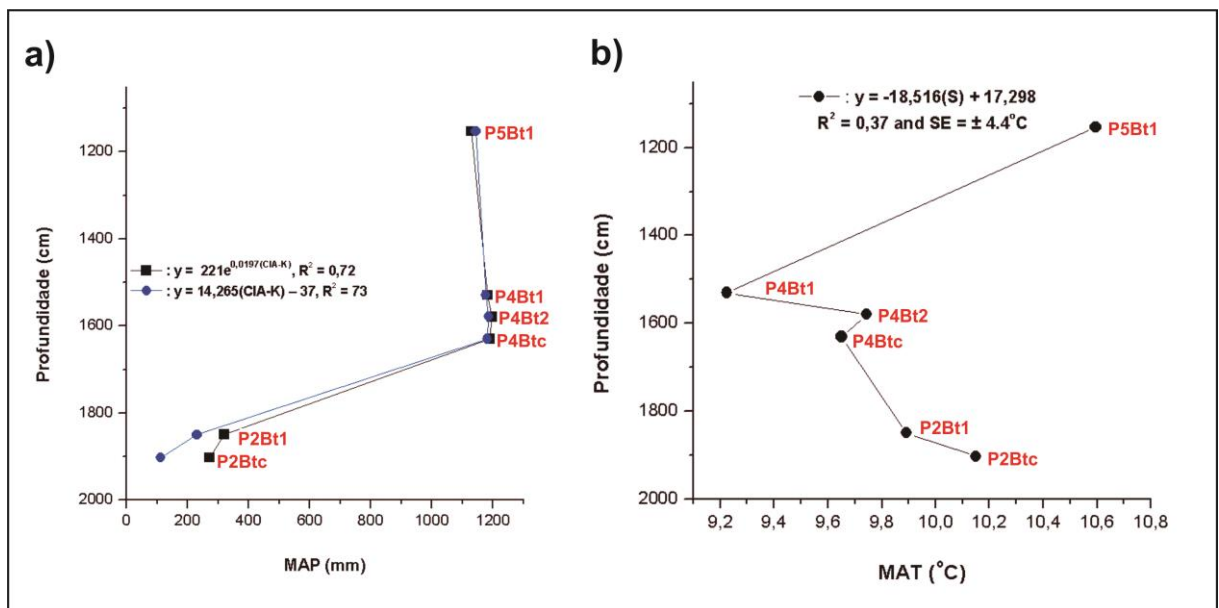


Figura 84. Taxas de precipitação média anual (MAP) e temperatura média anual (MAT) para paleossolos com horizonte Bt da Seção S8. a) Climofunções da paleoprecipitação; b) Climofunção da paleotemperatura.

As temperaturas médias encontradas nas Seções S8 e S7 (Tabelas 56 e 58, Figuras 85 e 86a) são muito baixas, contrariando as condições atuais de temperaturas propícias à formação de solos como horizonte Bt (BIRKELAND, 1999; BUOL et al., 1997; BREEMEN & BUURMAN, 2002; MELO & ALLEONI, 2009).

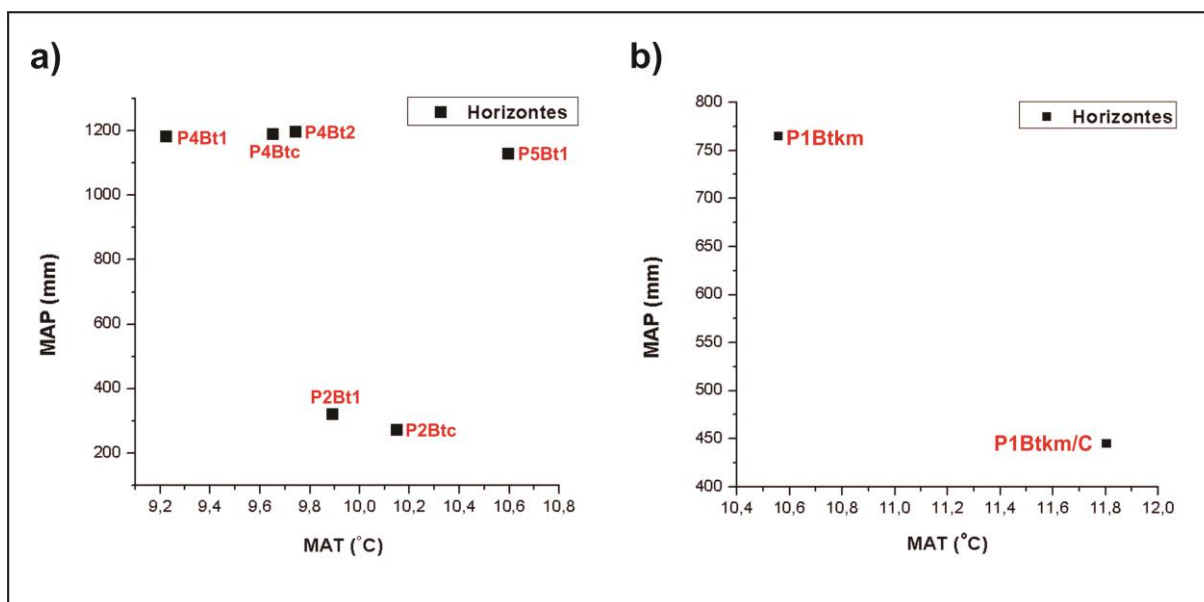


Figura 85. Relação entre as taxas de precipitação média anual (MAP) e temperatura média anual (MAT). a) Seção S8; b) Seção S7.

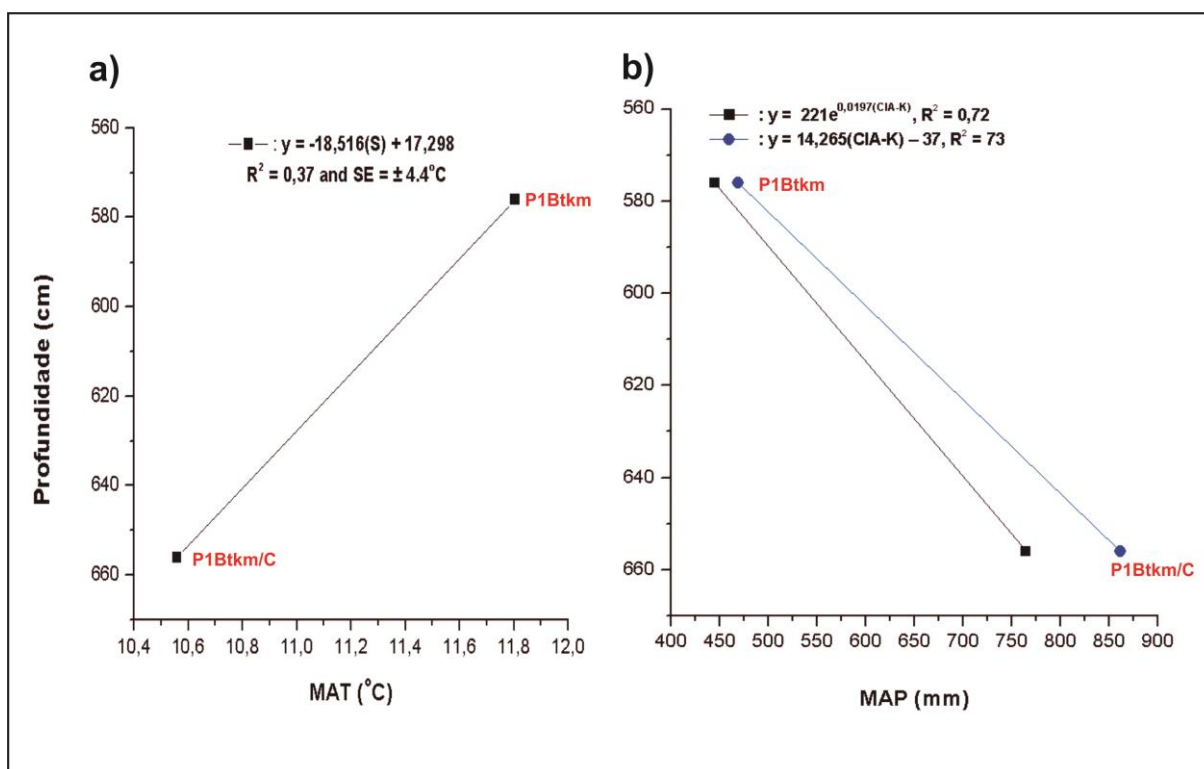


Figura 86. Taxas de temperatura média anual (MAT) e de precipitação média anual (MAP) para paleossolos com horizonte Btk da Seção S7. a) Climofunção da paleotemperatura; b) Climofunções da paleoprecipitação.

Segundo Retallack (2001) e Therrien (2005) estimativas anormalmente baixas de temperatura obtidas para paleossolos, como os perfis analisados nesse trabalho, não indicam um clima frio, mas sim um paleoclima caracterizado por uma forte sazonalidade de precipitação. De acordo com Sheldon & Tabor (2009) elementos alcalinos (K e Na) normalmente são acumulados no deserto, apresentando baixos valores de MAT (mesmo que apresentem sazonalidade ou amplitude térmica diária). Assim, paleossolos com altas taxas de salinização devem ter baixos valores de MAT (SHELDON & TABOR, 2009). Para os autores essa climofunção é aplicável somente a paleossolos formados em relevos de planícies e que possuam tempo relativo de formação compatível com solos moderados (< 100 ka). Nesse sentido, essas condições de clima desértico e essas particularidades envolvendo a posição no relevo e o tempo de formação, inviabilizam a aplicação do índice de temperatura média anual (MAT) aos paleossolos da Formação Marília.

As climofunções para horizonte Bt aplicadas aos paleossolos com horizonte Btk da Seção S7 apresentaram média de precipitação entre 444 e 861 mm/ano (Tabela 58, Figura 86b). Isso permitiria, num processo indutivo e baseado única e exclusivamente no elemento precipitação, classificar o clima como de transição entre o semiárido e tropical.

Todavia, tais taxas de precipitação média anual não possibilitariam o desenvolvimento de paleossolos com horizonte Bt concomitante com a preservação de horizontes cálcicos (BIRKELAND, 1999; BUOL et al., 1997; PAQUET & RUELLAN, 1997; BREEMEN & BUURMAN, 2002; MELO & ALLEONI, 2009; BRADY & WEIL, 2013).

É preciso ressaltar que esses dados são pontuais, não permitindo maiores generalizações de natureza paleoclimática. Além do mais, é preciso considerar a variação vertical e horizontal no desenvolvimento pedogênico, que propicia uma heterogeneidade de constituintes ao longo dos horizontes no perfil (iluviação, eluviação) e permite que solos de diferentes ordens se formem em uma única vertente, sob um mesmo clima.

Baseado nos resultados da precipitação tanto dos paleossolos com horizonte Bk quanto dos com Btk e Bt (Tabelas 56, 57 e 58) seria possível classificar o paleoclima da Formação Marília como sendo semiárido, se considerado a proposta de Bailey (1978) (Figura 87). Bailey (1978) sugeriu limites generalizados, baseados na precipitação e temperatura média anual, para distinguir climas áridos, semiáridos e subúmidos. Entretanto, Nash (2012) estabelece uma média geral de 200 a 500 mm chuva para clima semiárido, ressaltando que esse tipo climático apresenta sazonalidade no seu padrão de precipitação.

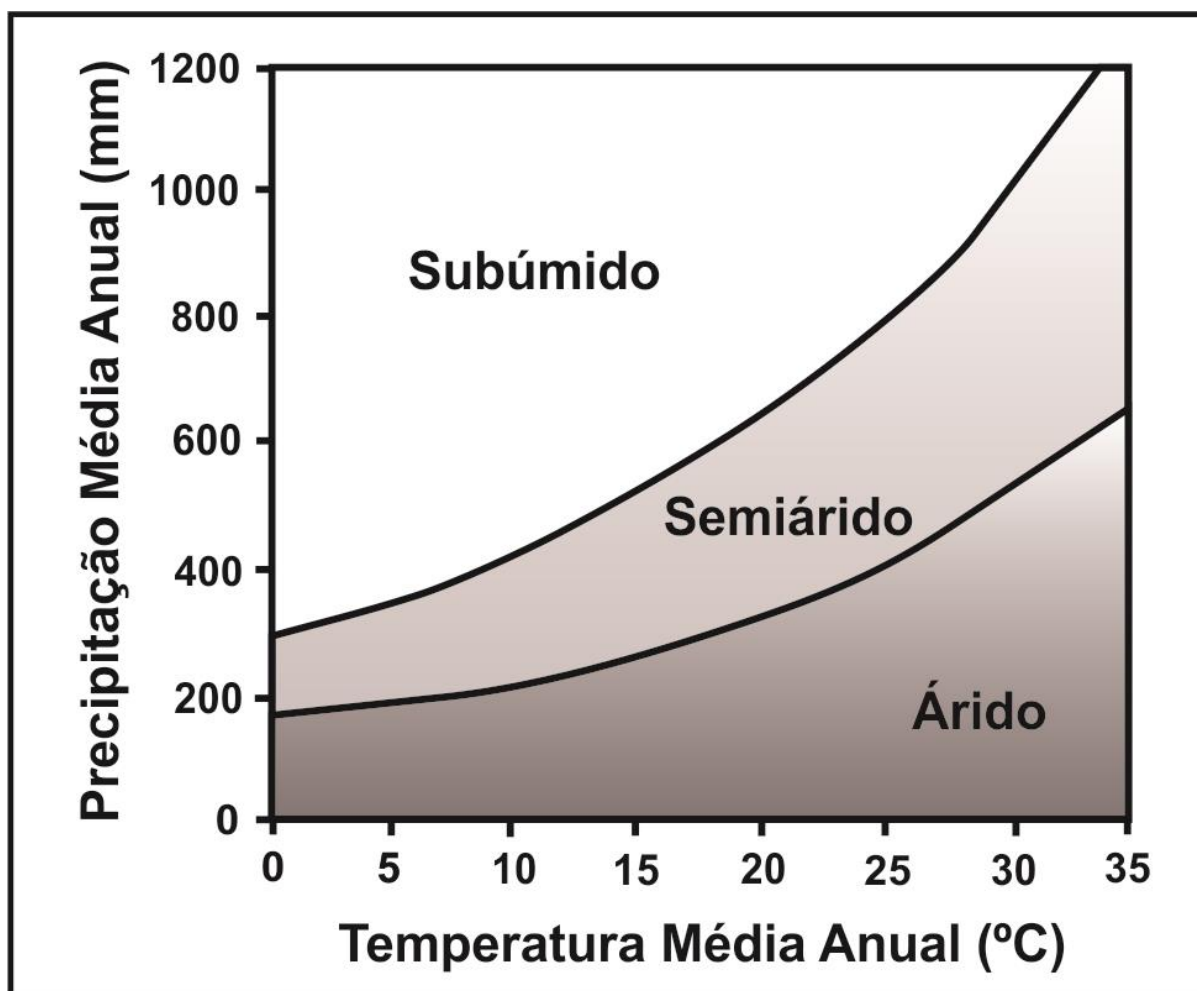


Figura 87. Limites entre clima árido, semiáridos e subúmido, baseado nas taxas de precipitação e temperatura média anual.

Fonte: Bailey (1979).

A partir de estudos de generalização para o Cretáceo Superior (Maastrichtiano), Parrish et al. (1982) estabeleceram uma média de 100 a 200mm de precipitação anual para a atual região do Brasil. Ressalta-se, entretanto, que a pesquisa desenvolvida por Parrish et al. (1982) trata-se de estimativas de cunho global para todo o Maastrichtiano.

Dal'Bó & Basilici (2010) encontraram precipitação média de 240 mm/ano para horizonte Bk e de 824 mm/ano para horizonte Bt, em paleossolos da Formação Marília. Esses autores associaram esses valores a dois momentos distintos de evolução paleoclimática durante a deposição e desenvolvimento de solos na Formação Marília. Contudo, correlacionando esses dados com resultados de análises macromorfológica, micromorfológica, mineralógica e geoquímica, concluem que o regime climático dominante durante a evolução da Formação Marília foi o semiárido, devido à preponderância dos carbonatos nos horizontes de paleossolos (DAL'BÓ & BASILICI, 2010).

Em sequências poligenéticas na Formação Marília, Pereira et al. (2015) apresentaram uma média de paleoprecipitação de 490 mm/ano para paleossolos com horizonte Bt, e afirmaram que esses valores refletem mudanças verticais nas propriedades do solo e são produtos de alterações na drenagem do perfil. Porém, nesse mesmo estudo, valores muito discrepantes de paleoprecipitação foram apresentados para paleossolos com horizonte Btk (0 a 1000 mm). Ao mesmo tempo, a maioria dos paleossolos com horizonte Bt tiveram valores de precipitação muito inferiores aos com horizonte Btk (PEREIRA, 2014; PEREIRA et al., 2015), favorecendo diversos questionamentos sobre o uso dessa técnica.

A recorrente falibilidade e a incompatibilidade dos resultados dessas estimativas, em horizonte B de paleossolos compostos e poligenéticos, com resultados de análises macro e micromorfológicas, fazem com que essas estimativas baseadas em equações e regressões não alcancem consenso, quando não complementadas com outras técnicas. Nos paleossolos da Formação Marília, Silva et al. (2016) concluíram que tanto as taxas de precipitação como as de temperatura média anual mostraram incompatibilidade, inviabilizando o uso das últimas na Bacia Bauru.

Baseado na caracterização dos paleossolos e na interpretação da mineralogia foi possível definir três momentos, com variações na precipitação, lixiviação e carbonatação para a Formação Marília (Figura 88).

Na fase 1 (Figura 88A), condições de maior aridez, com baixas taxas de pluviosidade e intensos processos de calcificação propiciou a gênese de paleossolos com horizonte Bk, com distintos estágios de desenvolvimento e graus de cimentação. Relações inversamente proporcionais entre os teores de calcita e paligorskita e dessilicação definem o horizonte Bk nessa fase.

A fase 2 (Figura 88B) é caracterizada por um aumento nas taxas de precipitação e lixiviação, e queda no processo de calcificação, gerando condições para a formação de horizonte Btk. Nessa fase há um incremento nos percentuais de paligorskita e esmectitas e um decréscimo nos teores de calcita.

Variações de paligorskita, esmectitas e escassez de calcita definem a fase 3 (Figura 88C) que, devido ao aumento da pluviosidade e processo de lixiviação, estabelece condições para a evolução de paleossolos com horizonte Bt. A gênese de paleossolos com horizonte Bss e Cg nas porções mais baixas das vertentes refletiram momentos de maior oscilação do lençol freático e sazonalidades do clima. A variação vertical nos percentuais de paligorskita ao longo dos perfis comprova essa hipótese. Paligorskita, com gênese favorável em condições de $\text{pH} <$

8,5 (alcalinidade moderada) e em ambiente pedogênico, indica variações sazonais em clima semiáridos (COLSON et al., 1998; GALÁN & POZO, 2011).

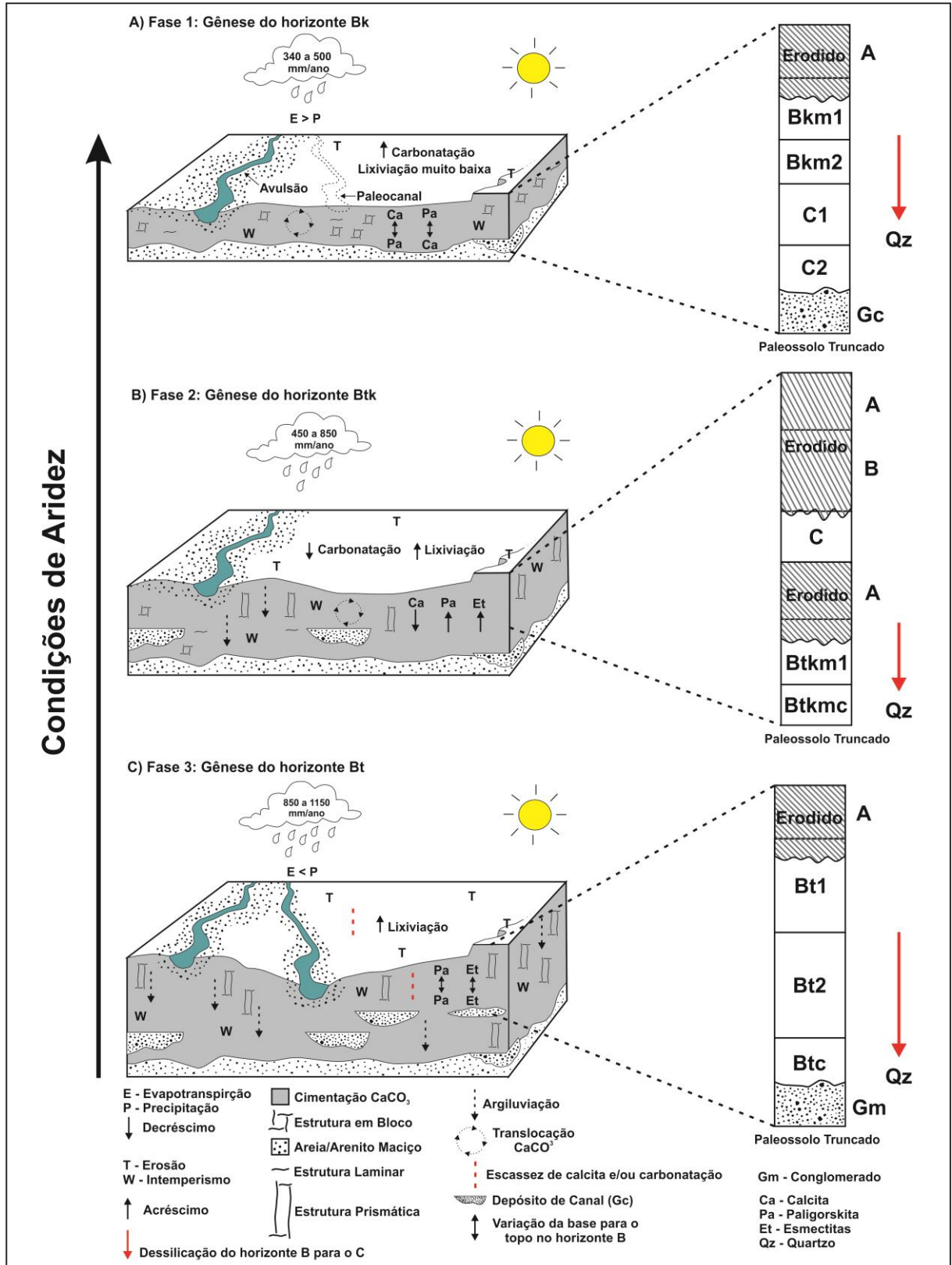


Figura 88. Modelo de evolução climática para os paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia Bauru, baseado na mineralogia dos perfis.

9.2.3.1.5. Tempo de formação

Embora o fator tempo possa influenciar o desenvolvimento de horizontes no solo, nem sempre a evolução pedogênica está relacionamento a cronologia. Tempo e evolução do solo quase sempre não constitui uma relação diretamente proporcional. Solos com a mesma idade temporal podem apresentar distintos graus de evolução, dependendo da interação com os outros fatores de formação. Além disso, deve-se ressaltar que solo bem desenvolvido não significa, necessariamente, solo muito alterado quimicamente, mas implica em um solo com o máximo de adaptação com o ambiente (em equilíbrio com o meio).

Nesse sentido, visando estimar o tempo relativo de formação dos paleossolos foram utilizados índices e a taxa de tempo de residência. O tempo de residência (por vezes designado de tempo de remoção) é a quantidade média de tempo que uma partícula reside (passa) em um sistema em particular. Esta medida varia diretamente com a quantidade de substância que está presente no sistema. Deve-se levar em consideração que a maioria dos paleossolos da Formação Marília estão truncados, uma vez que sofreram intensos processos erosivos e isso pode ser fator de subestimação nas estimativas do tempo relativo de formação. Ressalta-se também que nem sempre os índices utilizados refletem a realidade empírica do ambiente de formação dos paleossolos, e até dos solos atuais.

A determinação do tempo relativo de formação dos paleossolos com horizonte Bkm, Bt e Btkm foi estimada a partir da função apresentada por Sheldon (2003) e propostas sugeridas por Birkeland (1999) e Retallack (2001, 2005). O tempo de residência para os horizontes Bk foi baseado em Marriott & Wright (1993).

O tempo relativo de formação determinado para horizontes Bk teve uma estimativa entre 6.778 a 12.170 anos (Tabela 59). Uma limitação dessa cronofunção é o fato de que ela só pode ser aplicada a horizonte Bk que possui nódulos (RETALLACK, 2001, 2005). Assim, paleossolos com horizonte Bk que não possuem nódulos não podem ter o seu tempo relativo de formação estimado. Entretanto, deve-se ressaltar que nem sempre é possível a formação de nódulos em ambientes carbonáticos, visto que o desenvolvimento destes não depende somente do aporte, mas também da disponibilidade de carbonato.

O tempo de residência dos horizontes Bk variou entre 10^2 a 10^5 anos, estimativa definida por Marriott & Wright (1993) para o desenvolvimento de nódulos calcários. Esses valores apresentam um intervalo de tempo muito longo (1.000 a 100.000 anos), o que pode inviabilizar seu uso em paleossolos da Formação Marília. Se fossem considerados os estágios morfológicos de desenvolvimento dos horizontes Bk, esses teriam variação temporal entre 10^3 a 10^5 , por apresentarem estágios I a V na classificação de acumulação de carbonatos no solo

(GILE et al., 1966; MACHETTE, 1985; BIRKELAND, 1999; RETALLACK, 2001). Ressalta-se, no entanto, que nem sempre esses estágios têm uma relação linear com o tempo cronológico, visto que indicam fases de desenvolvimento de calcretes. Para calcretes de ambientes semiáridos em depósitos fluviais, similar ao ambiente da Formação Marília, Mcfadden (1988) assinalou que a evolução entre os estágios II e III pode levar até 200.000, dependendo dos fatores locais.

Tabela 59. Tempo relativo de formação (RF) e de residência (RT) de paleossolos com Bk

SPH	S (cm)	RF (anos)	RT (anos)
S4P16Bkm	5	6.778	10^2 a 10^5
S7P2Bkm1	28	12.170	10^2 a 10^5
S7P2Bkm2	27	12.021	10^2 a 10^5
S9P2Bkm1	15	9.843	10^2 a 10^5
S9P2Bkm2	14	9.615	10^2 a 10^5

SPH: Seção, Perfil e Horizonte; **S:** Tamanho do Nódulo CaCO_3 ; **RF(ka)** = $3,92\text{S}^{0,34}$, **R²** = 0,57 e **SE** = 1,8 k.y.

Nos horizontes Bt dos paleossolos o tempo relativo de formação variou entre 46.188 a 201.492 anos (Tabela 60). Essa cronofunção se baseia espessura do horizonte Bt. Como a maioria dos horizontes Bt da Formação Marília estão truncados, os valores podem estar subestimados, o que pode limitar ou inviabilizar o uso dessas funções.

Em horizonte Bt de paleossolos da Formação Marília, Dal'Bó & Basilici (2010) estimaram um tempo relativo de 175.000 anos (175 ky) e argumentaram que o resultado está de acordo com o tempo mínimo, idealizado por Birkeland (1999), necessário para a formação de horizonte textural bem desenvolvido.

Todos os cálculos baseados nas cronofunções são estimativas. Estimativas nem sempre coincidem com a realidade empírica, mas podem servir de parâmetros na ausência de métodos de determinação absoluta do fator tempo, em solos. Integradas com outras informações, as estimativas de tempo podem ser úteis em discussões sobre a relação entre sedimentação e intervalos de pedogênese.

Nos paleossolos da Formação Marília, Silva et al. (2015) aplicaram índices de intemperismo médio e de alteração geoquímica para determinar a evolução pedogenética. Os autores concluíram que a evolução dos paleossolos não está relacionada apenas com a idade temporal, mas com a quantidade de água que lixiviou através do perfil durante o processo pedogênico. Contudo, é possível que os paleossolos da Formação Marília registrem paradas

na sedimentação da ordem de milhares de anos associados à avulsão aluvial (SILVA et al., 2015).

Tabela 60. Tempo relativo de formação (RF) dos paleossolos com horizonte Bt

SPH	E (cm)	RF (anos)
S4P2Btk	50	76.540
S4P5Bt1	80	164.944
S4P5Bt2	53	83.947
S5P2Bt2	55	89.062
S5P1Bt1	54	86.486
S6P6Bt1	52	81.442
S6P6Bt2	90	201.492
S6P1Bt1	62	108.078
S6P1Bt2	87	190.156
S7P1Btkm	53	83.947
S7P1Btkm/C	45	64.904
S8P5Bt1	78	158.000
S8P4Bt1	36	46.188
S8P4Bt2	62	108.078
S8P4Btc	41	56.232
S8P2Btkm1	44	62.682
S8P2Btkmc	63	110.937

SPH: Seção, Perfil e Horizonte; **E:** Espessura do horizonte Bt; **RF** = $17,7(E)^2 + 645,8(E)$ com $R^2 = 0,87$

9.2.3.2. Processos de formação

Fundamentados na interpretação dos dados macromorfológicos, micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos, foram definidos dois processos envolvendo a gênese e evolução dos paleossolos da Formação Marília: calcificação e argiluviação.

9.2.3.2.1. Calcificação

O processo de calcificação consiste na translocação (redistribuição) de CaCO_3 no perfil, o que provoca sua maior concentração em alguma parte do solo. Nesse processo ocorre a acumulação de carbonato de cálcio no horizonte Bk e possivelmente em outros horizontes do solo (BUOL et al., 1997; RESENDE et al., 2002).

Breemen & Buurman (2002) salientam que em regiões de climas mais secos, com excessos de evapotranspiração relativamente pequenos, carbonatos de cálcio geralmente persistem, ou até mesmo se acumulam, enquanto os compostos mais solúveis são removidos.

A interpretação dos dados morfológicos, micromorfológicos, mineralógicos e geoquímicos revelaram vários estágios de calcificação dos calcretes da Formação Marília, com implicações diretas no grau de evolução dos paleossolos.

Os paleossolos da Formação Marília apresentaram vários estágios de cimentação carbonática, de acordo com a classificação proposta por Gile et al. (1966) e Machete (1985) (Figuras 89 e 90).

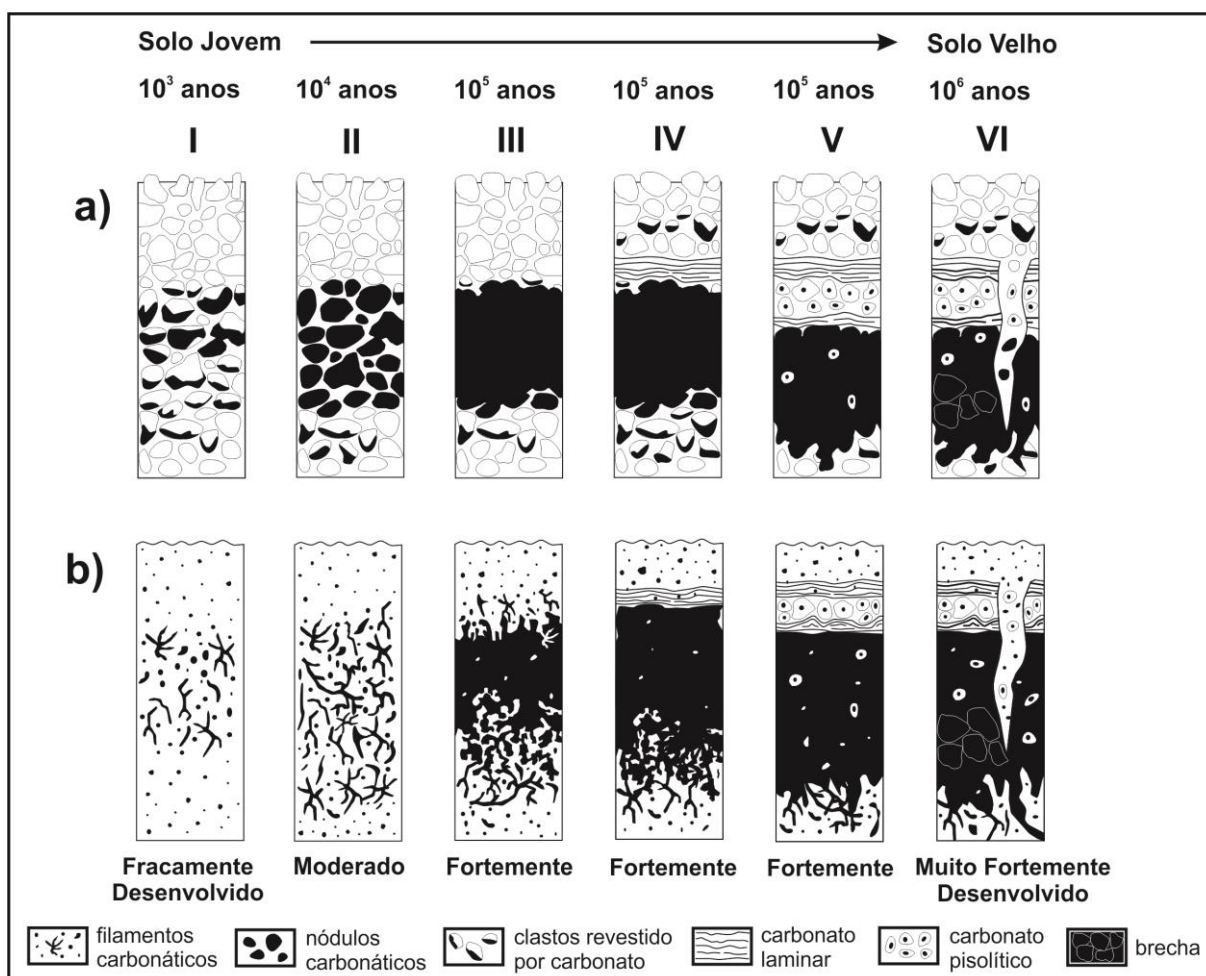


Figura 89. Estágios morfológicos de acumulação de carbonatos em paleossolos, com respectivos graus e idades aproximadas de desenvolvimento. A) Em sedimentos cascalhosos; B) Em sedimentos finos (areia e silte). Os valores de tempo relativo para cada fase (I, II, III, IV, V e VI) foram retirados de Retallack (2001).

Fonte: Adaptado de Gile et al. (1966), Machete (1985), Birkeland (1999) e Retallack (2001).

Os estágios de I a V (Figura 90) definidos para os horizontes de paleossolos indicaram vários estágios de calcificação e de desenvolvimento dos calcretes da Formação Marília, segundo a classificação de Machete (1985). Predominam desde a tênue cobertura micrítica dos grãos e formação de filamentos de carbonato no calcrete pulverulento (I) a surgimento de pequenos nódulos, veios pulverulentos e filamentos de carbonatos entre os nódulos (II), nos horizontes C. Os paleossolos com horizonte B apresentam estágios mais avançados, com

coalescência de nódulos e formação de camadas contínuas de carbonatos, às vezes envolvendo os clastos (III), aumento da coalescência e formação de lâminas carbonáticas pouco desenvolvidas nas porções superiores dos perfis ou horizontes (IV) e desenvolvimento de espessas vênulas carbonáticas e de pisólitos (V) (Figura 90). Não foram observadas, nos horizontes dos paleossolos, as múltiplas fases de brechiação e recimentação (recristalização), que caracterizam o estágio VI da classificação de Machette (1985). No entanto, pisólitos em associação com horizontes laminares na parte superior dos perfis, também característico do estágio VI, foi observado em alguns perfis.

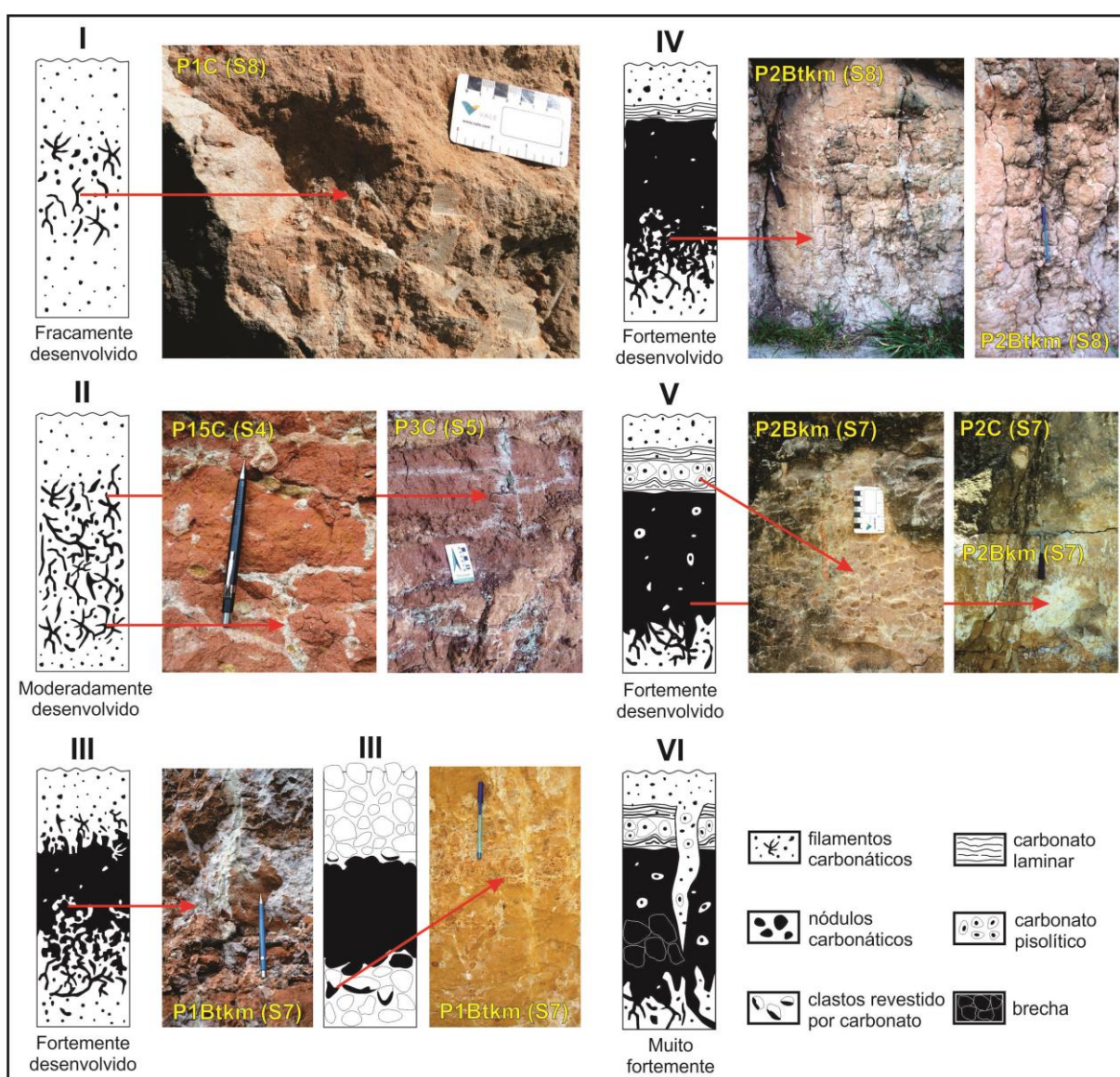


Figura 90. Interpretação dos estágios morfológicos de acumulação de carbonatos definidos para vários horizontes (subsuperficiais e intermediários) de paleossolos da Formação Marília.

Os estágios morfológicos interpretados para os perfis com horizonte B indicaram forte estado de desenvolvimento, com tempo relativo estimado entre 10 a 100 mil anos (Figura 91).

Segundo Mcfadden (1988) a evolução de calcretes entre os estágios II e III pode levar até 200.000 anos nos ambientes semiáridos em depósitos aluviais, dependendo dos fatores locais.

A análise dos dados mineralógicos e a quantificação pelo refinamento Rietveld permitiram estabelecer percentuais de concentração carbonática nos perfis com Bk e Btk, corroborando a classificação morfológica estabelecida para paleossolos da Formação Marília (Figura 91).

Embora tenham apresentado forte estágio de desenvolvimento, paleossolos com horizonte Bk da Seção S5 foram interpretados como tendo o estágio IV de desenvolvimento, enquanto os das Seções S7 e S9 apresentaram o estágio V (Figura 91). Paleossolos com horizonte Ck das Seções S4 e S6 foram classificados, respectivamente, com estágios III e IV (Figura 91). Os paleossolos com horizonte Btk da Seção S8 apresentaram estágio IV de desenvolvimento enquanto os da Seção S7, III (Figura 91). Esses estágios sugeriram um alto grau de desenvolvimento para esses paleossolos, considerando as condições semiáridas na qual se formaram.

Os níveis de calcificação também foram avaliados a partir de relações molares de calcificação (C), dolomitização (D) e salinização (S), em diferentes Seções da Formação Marília. As relações molares de calcificação e salinização também auxiliaram na interpretação da evolução dos horizontes e consequentemente dos paleossolos.

A calcificação, definida pela relação $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ (RETALLACK, 2007), indica o grau e condições de carbonatação e consequente estágio de intemperismo dos perfis e horizontes. A salinização, estabelecida pela relação $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ou $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (SHELDON & TABOR, 2009; RETALLACK, 2007), indicam condições e graus de intemperismo, assim como a calcificação. Salinização é o processo pelo qual elementos móveis (como potássio e sódio) são acumulados como sais solúveis em solos e paleossolos. Esse processo pode ocorrer em solos e paleossolos formados em regiões áridas ou desérticas (SHELDON & TABOR, 2009). Na dolomitização (MgO/CaO) a presença de calcita com baixas proporções de Mg é característico de solos com carbonato em regiões áridas (WATTS, 1980; MONGER et al., 1991).

Nas Seções S5 e S6 a relação molar de calcificação foi praticamente desprezível, chegando próximo a zero em praticamente todos os horizontes, exceto os perfis com horizontes Bk e Ck que apresentaram os maiores valores (Figura 92). Os valores de salinização foram muito baixos, tendo seu maior valor correspondente a 0,1 (Figura 92). Os paleossolos com horizonte Bt da Seção S5 apresentaram valores próximos a zero para a

relação de dolomitização (Figura 92). De maneira análoga às Seções S5 e S6, nas Seções S7, S8 e S9 os valores salinização foram próximos a zero os paleossolos e os perfis com horizonte Bk e Btk apresentaram valores de calcificação superiores aos perfis com Bt, que ficaram próximos a zero (Figura 93).

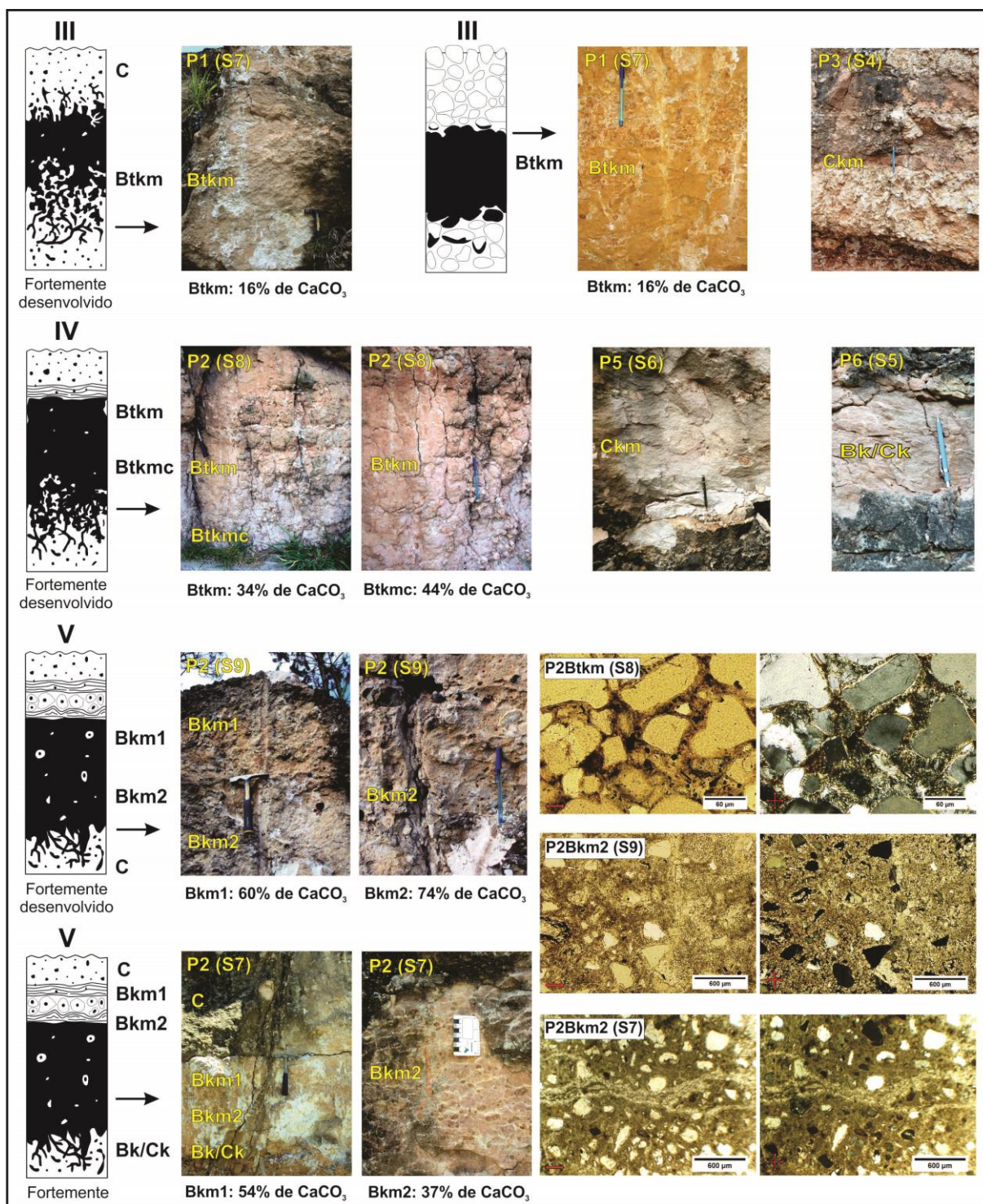


Figura 91. Classificação segundo estágios morfológicos de acumulação de carbonatos para os diferentes horizontes de paleossolos da Formação Marília. Os horizontes Bk apresentaram valores de CaCO_3 bem superiores ao percentual que caracteriza um horizonte cálcio, que é de no mínimo 15% (BUOL et al., 1997).

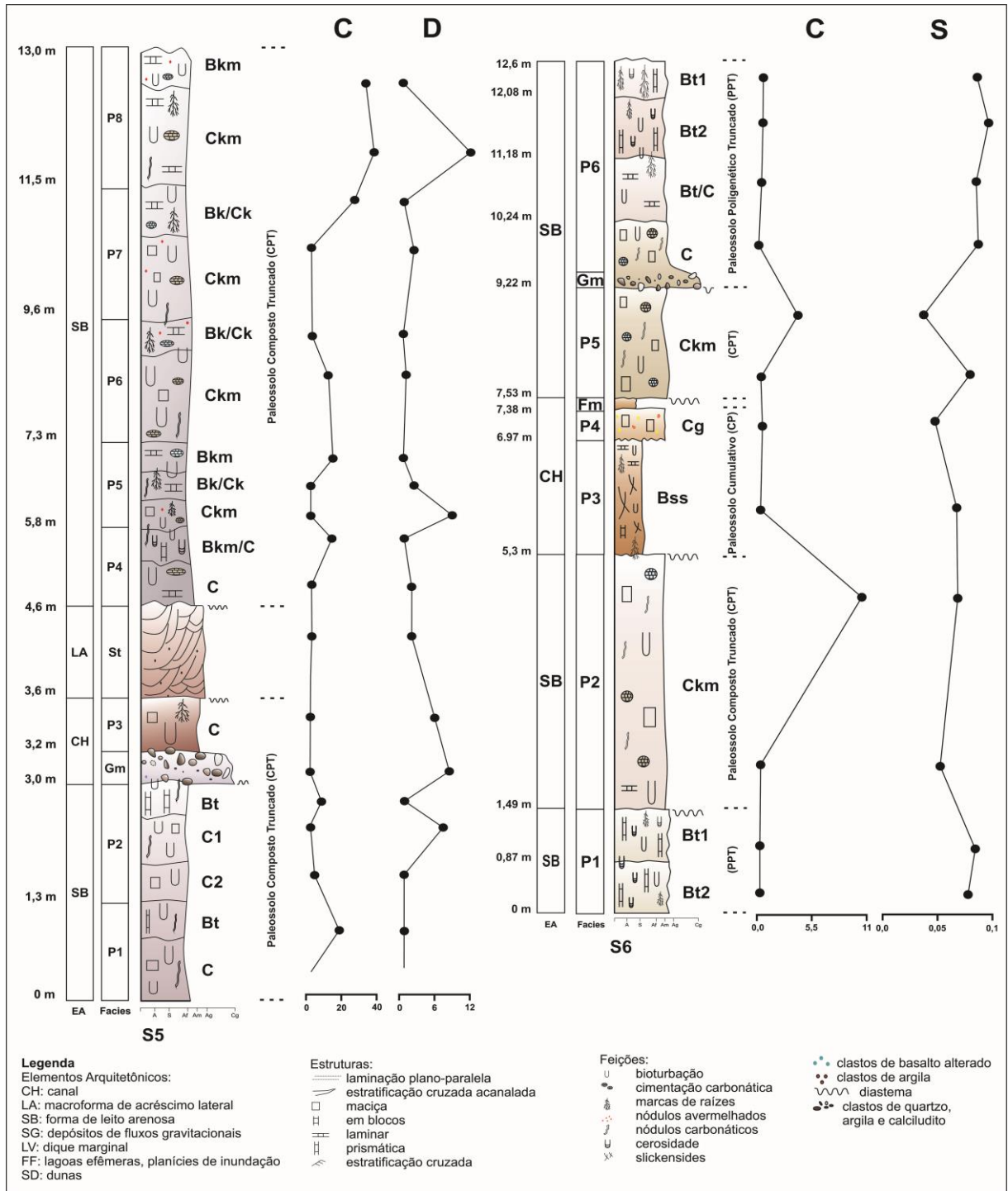


Figura 92. Relações molares de calcificação (C), dolomitização (D) e salinização (S) para as Seções S5 e S6. C: $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; D: MgO/CaO ; S: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

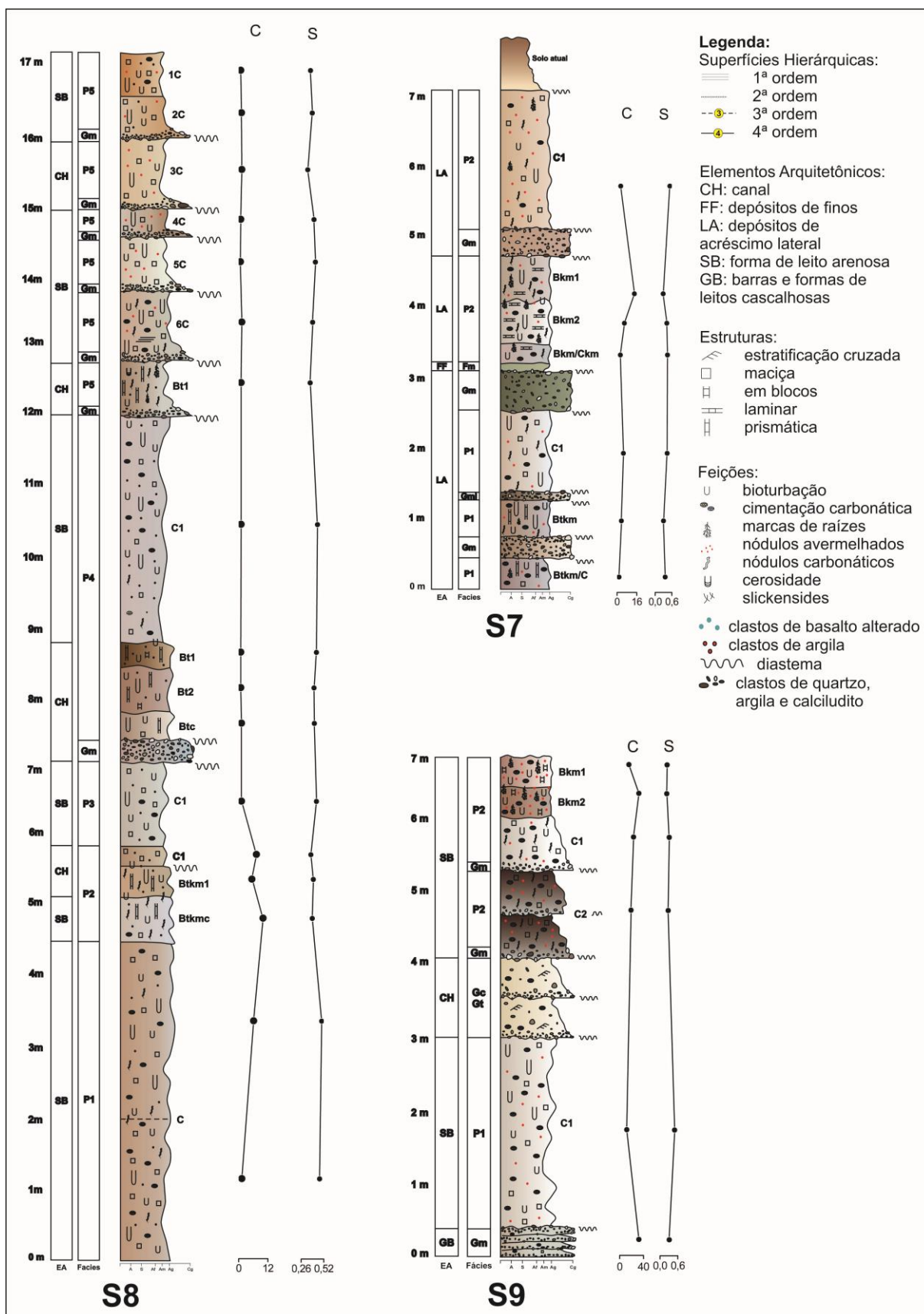


Figura 93. Relações molares de calcificação (C) e salinização (S) para as Seções S7, S8 e S9. C: $(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; S: $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

Os perfis de paleossolos da Formação Marília exibiram uma distribuição irregular nos valores de calcificação ao longo dos horizontes. Esse padrão irregular é uma característica dos horizontes pedogênicos enriquecidas em carbonato de cálcio (CaCO_3). Padrão irregular de calcificação ao longo dos perfis dos paleossolos (Figuras 92 e 93) inviabiliza e vai de encontro com a hipótese que defende a gênese dos carbonatos da Formação Marília com sendo de água subterrânea. Segundo Goudie (1983) e Machette (1985) quando o padrão de calcificação é irregular indica horizonte pedogenético enriquecido em carbonato de cálcio de fonte externa. Os resultados aqui alcançados vão ao encontro das proposições de Machette (1985) quando afirma que a variabilidade dos valores provavelmente resulta de uma fonte externa de carbonato de cálcio, como a adição de poeira eólica ou carbonato dissolvido na água da chuva.

Os paleossolos com horizonte Bt (Figuras 92 e 93), que tiveram os menores valores de calcificação, indicam condições de maior disponibilidade de água. Nesses horizontes, a baixa calcificação se torna importante indicativo de processos de intemperismo mais intensos nas porções de menor relação molar, uma vez que o cálcio e o magnésio são mais facilmente intemperizados que o alumínio (PATON, 1978; SHELDON & TABOR, 2009; MELLO & PEREZ, 2009).

Os valores desprezíveis de salinização corroboram a hipótese de predomínio de clima semiárido na Maastrichtiano da Bacia Bauru. O maior valor de salinização foi de 0,6 (Figuras 92 e 93). Se os paleossolos da Formação Marília tivessem se desenvolvido sob condições de clima árido ou desértico, as concentrações de sais com elementos mais móveis (como potássio e sódio) seriam maiores.

A variação nos dados da relação molar de calcificação corroborou a hipótese de gênese de calcrete pedogênico para a Formação Marília e confirmou a interpretação dos estágios morfológicos definidos para os paleossolos com horizontes Bk, Btk e Ck.

9.2.3.2.2. Argiluviação

Em solos atuais, o processo de argiluviação é caracterizado pela translocação de colóides minerais dos horizontes superficiais para os horizontes subsuperficiais formando um gradiente textural (B textural). Isso ocorre por ação do clima, possibilitando uma boa precipitação e pela ação do relevo, condicionando uma drenagem mínima para que esses colóides sejam translocados. Em solos com Bt a iluviação de argila é uma das principais características da diferenciação no gradiente textural.

Segundo Breemen & Buurman (2002) a iluviação consiste no processo de deposição de material de solo removido de um horizonte superior para um inferior, no perfil do solo, destacando a iluviação de argilominerais, óxidos de Fe e Al, e de matéria orgânica. O movimento de argila é um processo puramente mecânico, que pode ser relativamente rápida se as condições forem ótimas. Entretanto, mais de mil anos é necessário para o desenvolvimento de um horizonte distinto de iluviação (BREEMEN & BUURMAN, 2002). Diferentemente do processo de iluviação, a eluviação consiste na remoção de material do solo, em suspensão ou em solução, de quaisquer horizontes ou camadas, ainda que usualmente a perda de material em solução seja descrita pelo termo lixiviação.

Nos paleossolos da Formação Marília vários horizontes são caracterizados por processos de translocação de argila, mas em proporções bem inferiores às dos atuais solos com B textural (argissolos ou *ultisols*). Pela deficiência de uma terminologia própria para os paleossolos com essa característica, tem-se utilizado a denominação Bt para tais horizontes (LADEIRA, 2010; DAL'BÓ & BASILICI, 2010; SILVA et al., 2015).

Em campo, os paleossolos com horizonte Bt e Btk apresentaram principalmente revestimento de grãos por filme de argila e variados graus de cerosidade (Figuras 48A, 48B, 53, 54, 55 e 56).

À nível micromorfológico, o processo de iluviação foi identificado por feições de revestimento e de hiporrevestimento de argila, sobretudo nos perfis descritos e interpretados em campo com horizontes Bt e Btk (Figuras 52, 53, 54, 55 e 56, 71C, 71E, 94 e 95).

Nos paleossolos da Formação Marília, a maior ou menor intensidade de feições texturais (revestimentos e hiporrevestimentos) e o tipo de fábrica birrefringente refletiram a maior ou menor dinâmica hidrológica nos perfis.

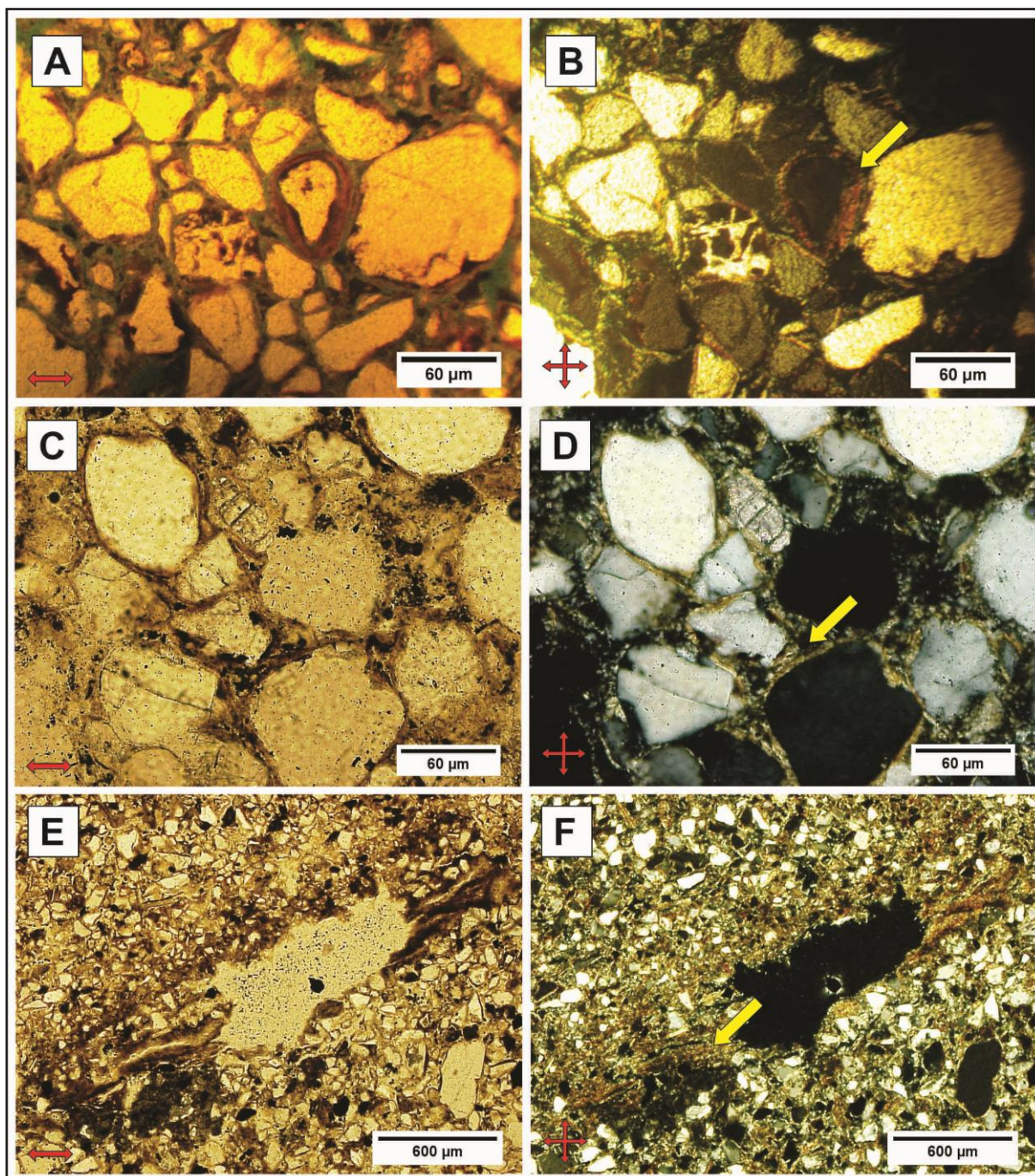


Figura 94. Interpretação de feição textural de revestimento em horizontes Bt de paleossolos. A) Revestimento (cutã de contração ou *stress*) de grão por argila com material de óxido de ferro (ferri-argilã) no horizonte Bt (P1 da Seção S5); B) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela realça o revestimento pouco orientado; C) Hiporrevestimento de grãos (cutã de contração) por argila (argilã) impura no horizonte Bt2 (P4 da Seção S8); D) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o hiporrevestimento má orientado; E) Hiporrevestimento (cutã de difusão) por argila impura (argilã) em cavidades do horizonte Bt1 (P5 da Seção S8); F) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia a feição textural.

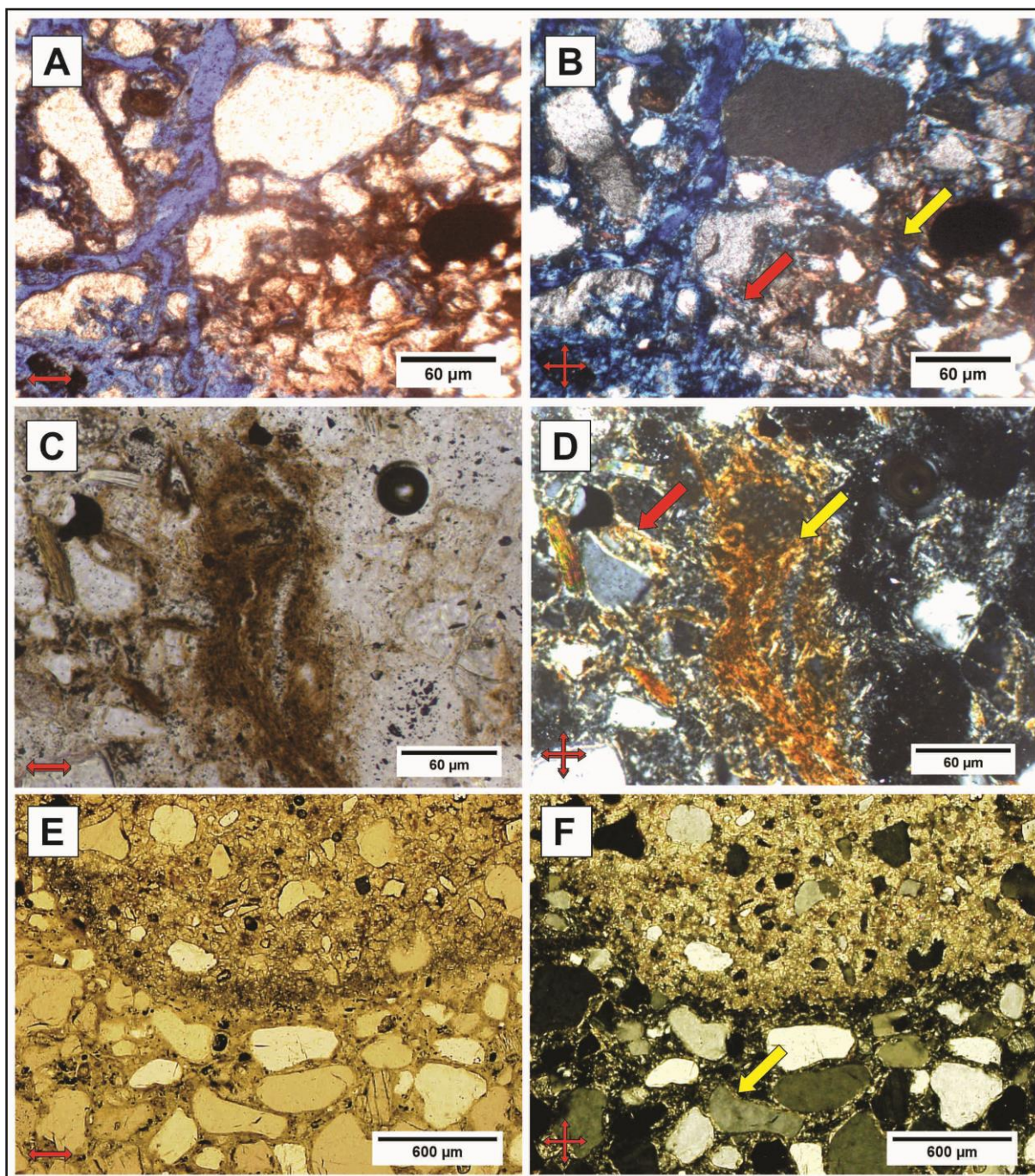


Figura 95. Interpretação de feição textural de revestimento em horizontes Btk de paleossolos. A) Hiporrevestimento (cutãs de difusão por soluções e iluviação por soluções) de agregados por argila impura e carbonatos (argilã e calcã) no horizonte Btk (P2 da Seção S4); Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o material argiloso e a vermelha, material carbonático, pouco ou sem orientação; C) Revestimento e hiporrevestimento de poros e grãos por argila (argilã) impura e material carbonático (calcã) no horizonte Btk (P1 da Seção S7); D) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o revestimento pouco orientado de argila por iluviação (solução) e a seta vermelha indica o hiporrevestimento de material carbonático por contração (*stress*); E) Hiporrevestimentos (cutãs de contração e difusão) por argila impura (argilã) e material carbonático (calcã) em agregados do horizonte BtkC (P2 da Seção S8); F) Idem com nicóis cruzados. A seta amarela evidencia o *stress* cutã de material argiloso e carbonático misturados.

9.2.4. Grau e intensidade do intemperismo nos perfis

Vários parâmetros foram utilizados para interpretar a intensidade e grau de intemperismo e diferenciar o estágio de evolução entre os perfis de paleossolos. Interpretação de feições micromorfológicas foi utilizada para avaliar o grau e o padrão de alterações dos minerais e definir índices de intemperismo físico-químico. Interpretações da assembléia de minerais e de índices mineralógico e geoquímico serviram para comparar verticalmente os perfis e inferir estágios de evolução pedogenética.

9.2.4.1. Interpretação micromorfológica do grau e padrão de alteração dos minerais

Visando a definição de processos pedogênicos e buscando avaliar o grau de intemperismo, foram determinados, a partir de interpretações micromorfológicas, padrões e classes de alteração para os paleossolos da Formação Marília.

Os minerais constituintes do material grosso (esqueleto) dos paleossolos apresentaram diferentes padrões e classes de alteração (Tabelas 31, 34, 37, 40 e 43; Figuras 68, 96, 97, 98 e 99). Os variados padrões de alteração e diferentes classes do mineral quartzo indicaram diferentes estágios de alteração e variação do pH (de ácido para alcalino) durante os processos de intemperismo (Figuras 68, 96 e 97).

Baseado nas alterações do quartzo, principal mineral do material de origem, os paleossolos com horizonte Bt apresentaram os maiores padrões e classes de alteração físico-química, seguido dos paleossolos com horizonte Btk (Tabelas 31, 34, 37, 40 e 43, Figuras 96 e 97). Os paleossolos com horizonte Bk apresentaram padrões com classes pouco ou nada alteradas (Tabelas 31, 34, 37, 40 e 43, Figura 97C).

O mineral feldspato apresentou variados padrões de alteração nos diferentes horizontes (Tabelas 32, 34, 37, 40 e 43; Figuras 68, 97, 98 e 99). Os padrões e classes de alteração foram maiores em paleossolos com horizonte Btk que nos com Bk (Figuras 68, 97, 98 e 99).

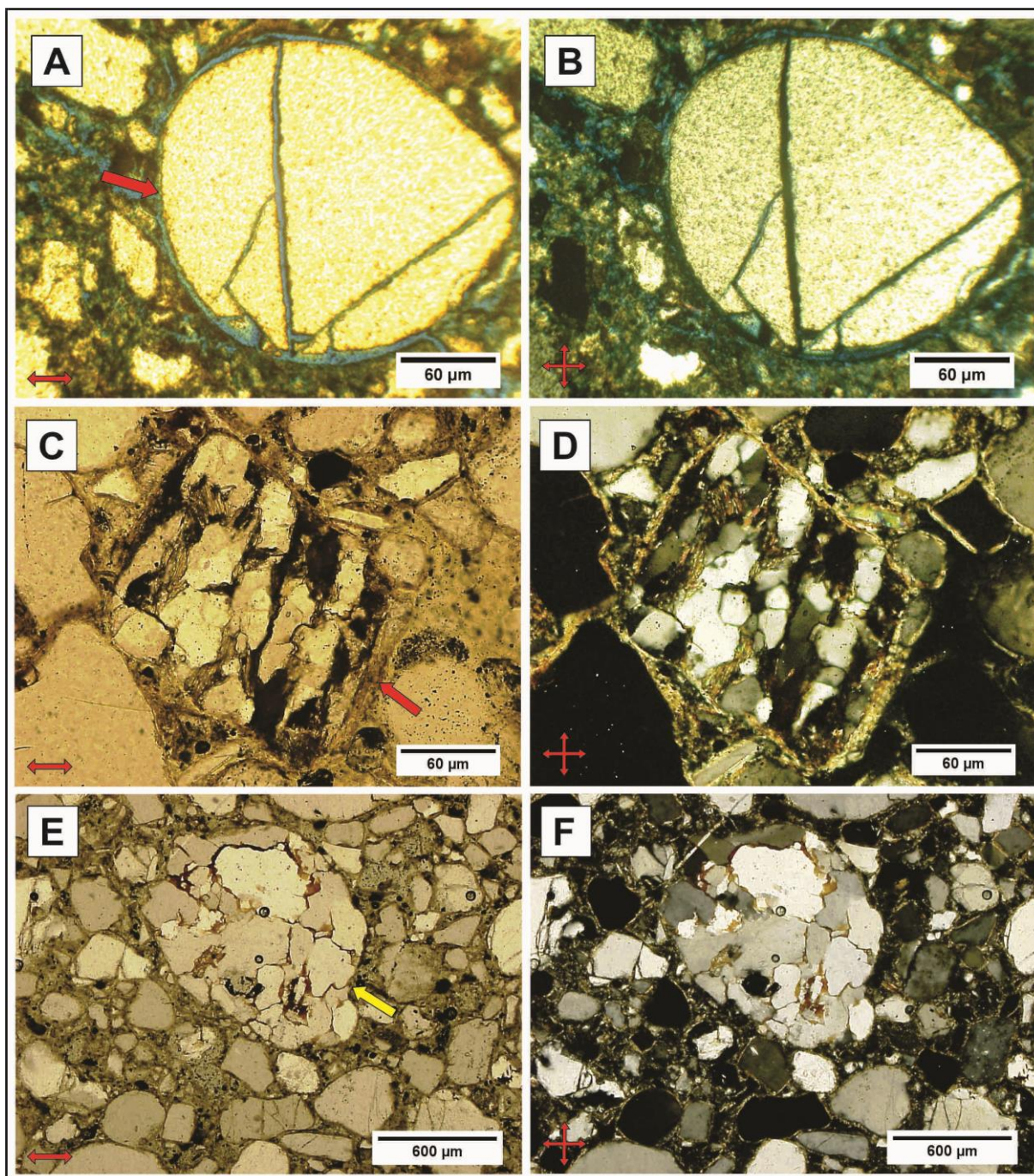


Figura 96. Interpretação dos padrões e graus de alteração para o mineral quartzo em diferentes horizontes de paleossolos. A) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 1 para o mineral quartzo (seta) do horizonte Btk (P2 da S4); B) Idem com luz polarizada (LP ou XLP); C) Processo concomitante de intemperismo e substituição no horizonte Bt1 (P4 da S8). O processo de substituição do quartzo pela calcita (seta vermelha), denominado epigênese, é muito comum em horizontes com elevado teor de CaCO_3 . O pH alcalino desses horizontes provoca uma desestabilização do quartzo e a sua substituição por calcita, devido à tendência oposta na solubilidade de silício e carbonatos em função do pH. Nesse tipo de substituição denominado brechiação, os grãos minerais são, pela ação dos carbonatos, desintegrados em uma série de fragmentos separados, mas, geralmente, com preservação da orientação óptica dos cristais originais. O quartzo em processo de intemperismo apresenta padrão de alteração linear paralela (C1) e pontilhada (D) com classe 3; D) Idem com LP. Com luz polarizada é possível perceber um processo de superimposição de material argiloso (óxidos de ferro) sobre as feições carbonáticas; E) Padrão de alteração pontilhada (D) com classe 2 (25 a 75% do mineral foi intemperizado) no quartzo do horizonte Bt2 (P4 da S8) indicada pela seta amarela; F) Idem com LP.

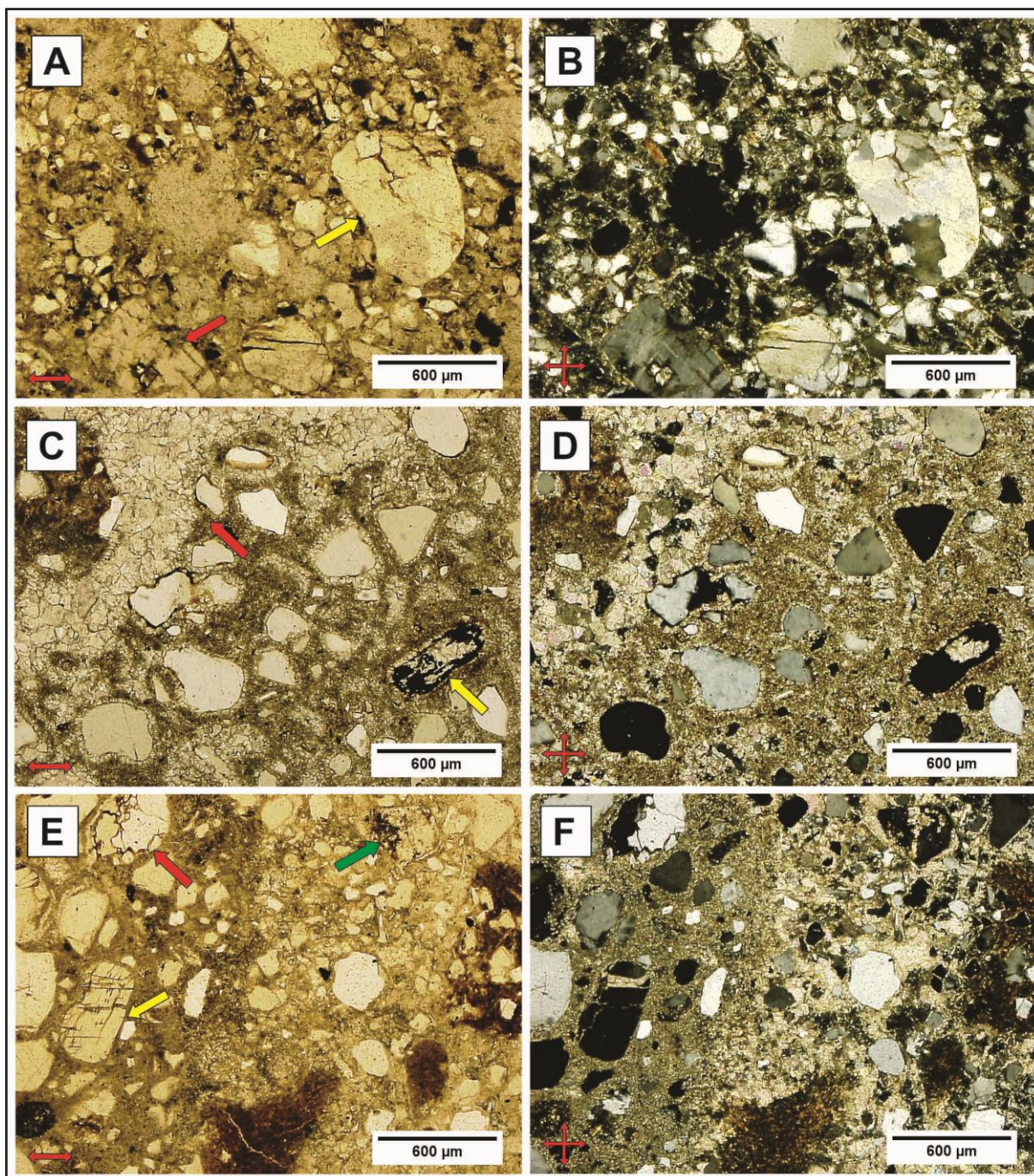


Figura 97. Interpretação dos padrões e graus de alteração para diferentes minerais. A) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 2 para o quartzo (seta amarela) e padrão linear cruzado (C2) classe 2 (seta vermelha) para o feldspato do horizonte BtkmC (P1 da S7); B) Idem com LP; C) Padrão linear cruzado (C2) classe 3 para mineral (feldspato?), substituído quase totalmente por calcita, do horizonte Bkm1 (P2 da S9), indicado pela seta amarela. A seta vermelha indica preenchimento (pedotúbulo) denso e completo de antiga raiz. O material de preenchimento constitui-se de feição cristalina calcítica típica equigranular de matriz esparítica. A maioria dos quartzos possui hiporrevestimento de carbono (reprecipitação de CaCO_3), feição de processos pedogênicos. O predomínio de zonas com calcita esparítica e micrítica com transição gradual e heterogeneidade de tamanhos indica processos de recristalização; D) Idem com LP; E) Padrão de alteração pontilhado (D) classe 2 (seta vermelha) e padrão de alteração linear cruzado (C2) com classe 1 (seta amarela) no quartzo do horizonte Btkm (P1 da S7). A seta amarela também indica processo secundário de formação de calcita, por substituição parcial do quartzo (melhor evidenciado com nicóis cruzados). A seta verde indica padrão de alteração complexa (E) com classe 2 no feldspato, que está parcialmente substituído por calcita (melhor realçado com luz polarizada); F) Idem com nicóis cruzados (LP).

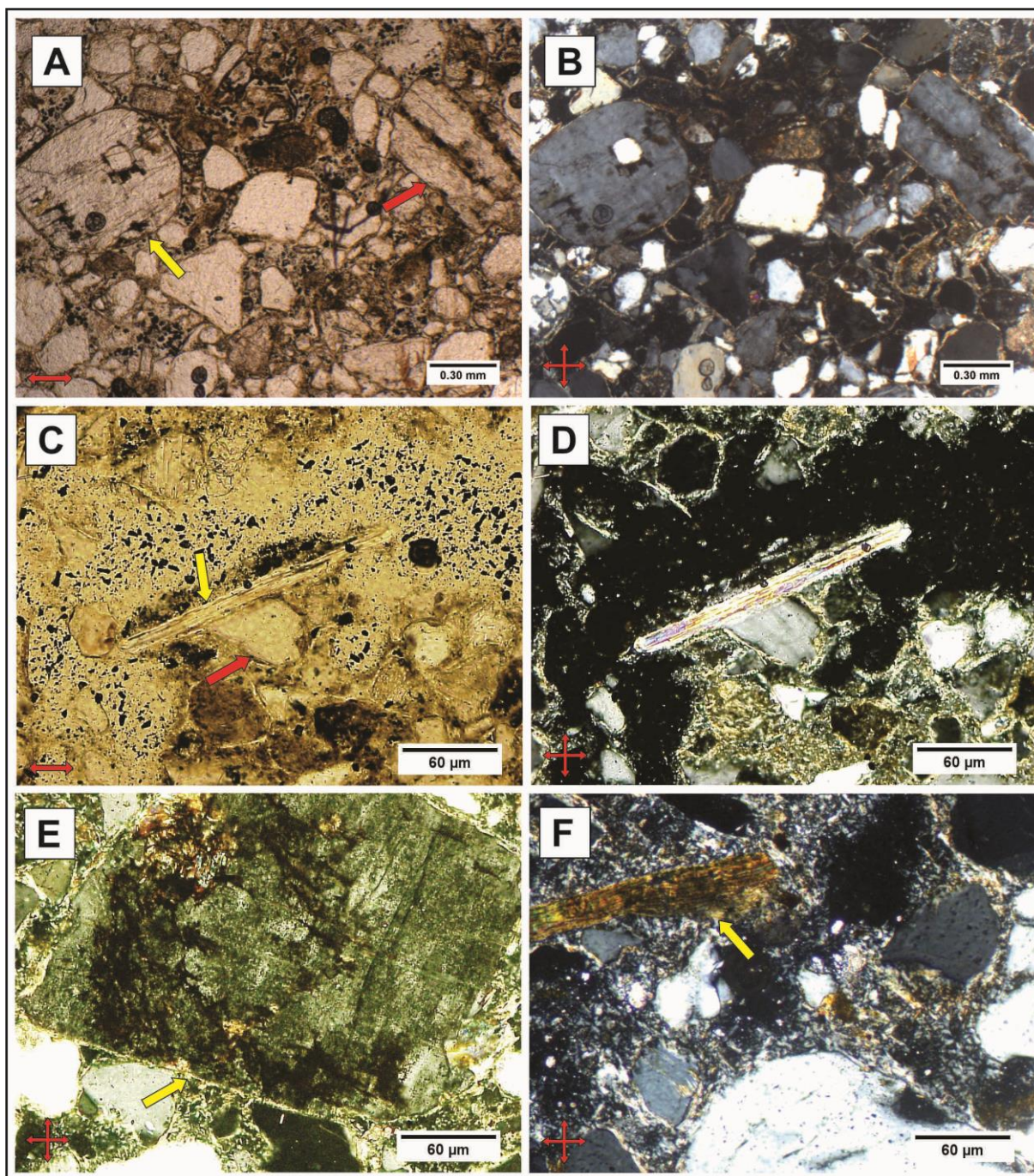


Figura 98. Interpretação dos padrões e graus de alteração para diferentes minerais. A) Padrão de alteração complexo (E) com classe 1 (seta amarela) e linear cruzado (C2) com classe 2 (seta vermelha) no feldspato do horizonte C1 (P1 da S7); B) Idem com LP; C) Padrão de alteração linear paralela (C1) com classe 2 na moscovita (seta amarela) e padrão de alteração pelicular (A) classe 1 no quartzo, com substituição por calcita (seta vermelha), no horizonte Bt1 (P5 da S8); D) Idem com luz polarizada (LP); E) Padrão de alteração complexa (E) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Btkm1 (P2 da S8) (com luz polarizada); F) Padrão de alteração linear paralela (C2) com classe 2 na biotita (seta amarela) do horizonte Btkm (P1 da S7) (com luz polarizada).

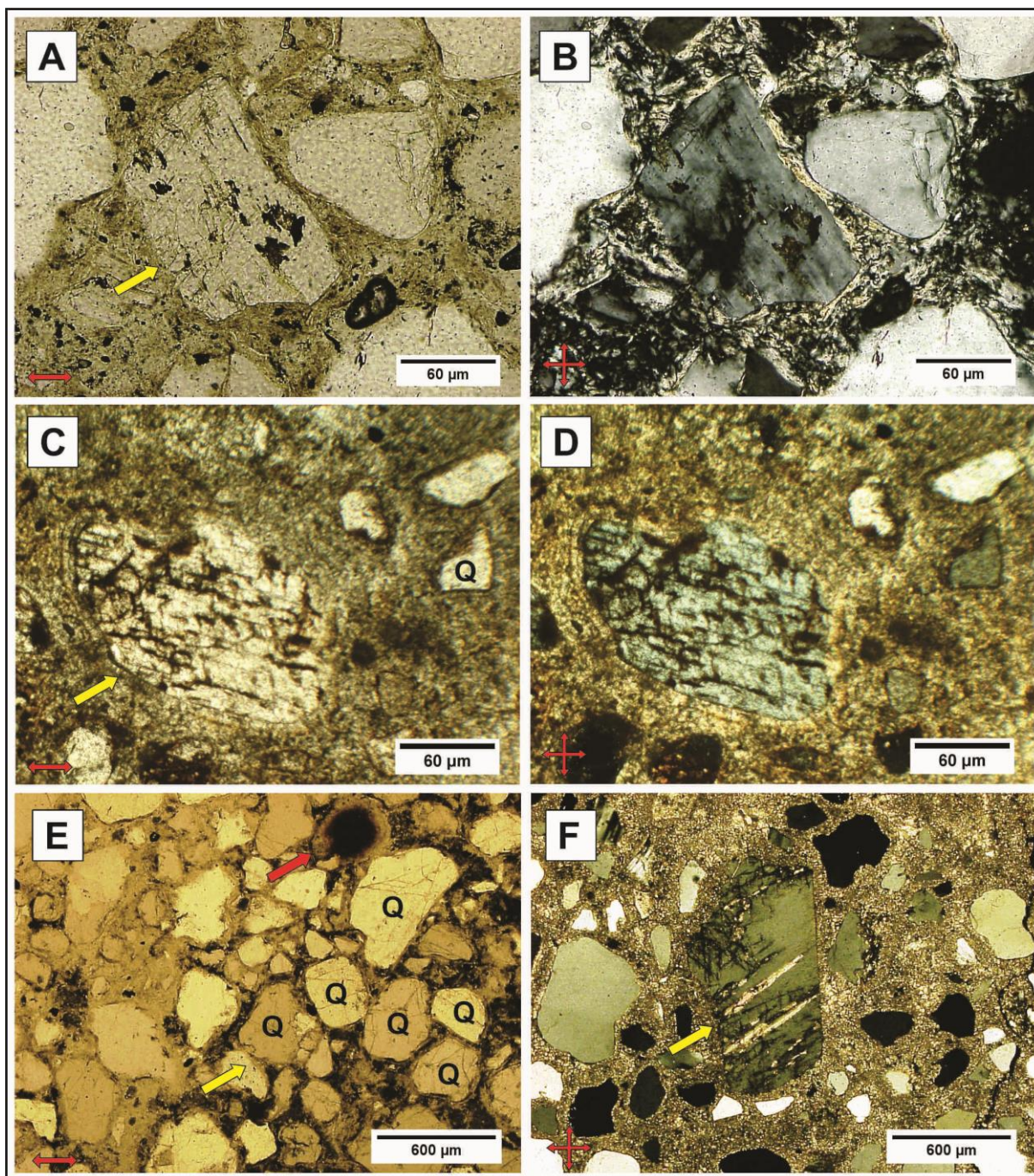


Figura 99. Interpretação do padrão e grau de alteração do feldspato de horizontes de paleossolos da Formação Marília. A) Padrão de alteração complexo (E) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Btkmc (P2 da S8); B) Idem com luz polarizada (LP); C) Padrão de intemperismo linear irregular (B) com classe 2 no feldspato (seta amarela) do horizonte Bkm2 (P2 da S7). A cimentação carbonática do horizonte em questão é predominantemente micrítica, com fábrica birrefringente cristalítica; D) Idem com nicóis cruzados (LP ou XPL); E) Padrão de alteração linear irregular (B) classe 1 e pontilhado (D) classe 0 nos quartzos (Q) do horizonte Bkm2 (P2 da S9) indicado pela seta amarela. A seta vermelha aponta nódulo de ferro típico, instável e pouco impregnado; F) Padrão de alteração linear irregular (B) e linear cruzado (C2) com classe 1 no feldspato (seta amarela) do horizonte C2 (P2 da S9), em luz polarizada (NC, LP, XPL). A seta amarela indica também feição de substituição do feldspato por calcita microesparítica.

As feições de alteração relembram processos de recristalização e substituição (Figuras 68, 96, 97, 98 e 99), típicos de ambiente pedogênico. Segundo Durant et al. (2010), carbonatos no solo, uma vez precipitado, são muito frequentemente submetido a recristalização, que aumenta em desenvolvimento com a idade do solo. O processo de substituição requer altos valores de pH, que ocorrem apenas durante curtos períodos de tempo e, provavelmente, até mesmo apenas uma vez por ano. A substituição exige uma concentração elevada de carbonatos e é favorecida pela presença de carbonatos de granulometria grosseira que absorvem menos CO₂ na sua superfície. Devido à sua elevada solubilidade, carbonatos podem dissolver-se dentro dos horizontes em que eles foram originalmente acumulados, como uma reação às mudanças no clima ou condições locais de maior umidade (DURAND et al., 2010).

O índice de desenvolvimento micromorfológico para solos com horizontes cálcicos (MISECA) (KHORMALI et al., 2003) foi determinado para diferentes perfis de paleossolos da Formação Marília (Tabelas 61 e 62). O MISECA (*micromorphological index of soil evolution in highly calcareous arid to semiarid conditions*) foi sugerido por Khormali et al. (2003) como uma alternativa ao índice MISODI (*micromorphological soil development index*) proposto por Magaldi & Tallini (2000), podendo ser aplicado para avaliar o grau de desenvolvimento de solos em ambientes áridos a semiáridos. O MISODI foi definido principalmente com base no tamanho e a frequência de ocorrência de illuviação e revestimentos de argila autigênica em lâminas finas, além das características da fábrica do solo, e alcançou melhores resultados que índices de alteração geoquímica (MAGALDI & TALLINI, 2000).

O MISECA considera, além das características do MISODI (microestrutura e fábrica birrefringente), a classe de alteração do mineral e feições típicas de solos de clima árido a semiarido como zonas de descalcificação e percentual de óxidos de ferro e manganês (KHORMALI et al., 2003). Khormali et al. (2003) testaram o MISECA em solos do Irã e descobriram que ele poderia ser usado para datação relativa de horizontes textural quando os fatores de formação do solo fossem relativamente uniformes durante todo o período de desenvolvimento do solo.

Tabela 61. Classes de desenvolvimento do solo de acordo com os valores do MISECA.

MISECA	Grau de Desenvolvimento do Solo
0 - 8	Fracamente desenvolvido
9 - 16	Moderadamente desenvolvido
17 - 24	Bem desenvolvido

A tabela 61 relaciona o grau de desenvolvimento do solo com os valores-padrão do MISECA estabelecidos por Khormali et al. (2003).

Os paleossolos apresentaram grau de desenvolvimento variado, com índices oscilando entre 10 e 21 (Tabela 62). Segundo o índice de desenvolvimento micromorfológico para solos cálcicos (KHORMALI et al., 2003), os perfis se enquadraram como solos moderadamente a fortemente desenvolvidos (Tabelas 61 e 62), indicando grau de evolução moderado a avançado, em ambiente com condições semiáridas. Os paleossolos com Bt apresentaram os maiores índices, sendo classificados com solos bem desenvolvidos (Tabela 62).

Os padrões e classes de alteração e o índice MISECA demonstraram que os paleossolos com horizonte Bt foram mais intemperizados que os com Btk e Bk.

A evolução dos processos pedogênicos, à luz da análise micromorfológica, evidenciou três momentos para a gênese dos paleossolos, corroborando o modelo climático dos perfis (Figura 88). Na primeira fase, mais seca, há intensa cimentação dos horizontes por calcita micrítica e microesparítica, e precipitação de paligorskita nos poros ou preenchendo as bioturbações (Figuras 69A, 70A, 71A, 81 e 97C), criando condições para desenvolvimento de paleossolos com horizonte Bk. A segunda fase é caracterizada pela destruição das estruturas porfíricas pelo estabelecimento de estruturas quitônicas e enáulicas (Figuras 71E, 95 e 99A). A cronologia relativa relevou uma superimposição das feições de óxidos de ferro sobre a cimentação carbonática (Figura 71E e 95C). Na terceira fase, pouco mais úmida, a cimentação carbonática deixa de existir, dando espaço ao avanço das estruturas quitônicas e gefúricas, originando os paleossolos com horizonte Bt (68A, 71C e 94).

No Maastrichtiano da Bacia Bauru, a interpretação da micromorfologia demonstrou que os paleossolos com horizonte Bkm são mais antigos e de condições locais ou regionais mais áridos. Posteriormente, esses paleossolos são revestidos por argilominerais com óxidos de ferro, culminando com a destruição das tramas porfíricas (cimentação carbonática) e o estabelecimento de tramas quitônicas, em condições climáticas locais ou regionais mais úmidas, gerando paleossolos com horizonte Bt. No entanto, essas condições climáticas, apesar de serem mais quentes e úmidas, não foram suficientes para proporcionar a gênese de tramas enáulicas, típicas dos latossolos atuais de climas tropicais.

Tabela 62. Determinação do MISECA dos perfis com horizonte B das Seções S7, S8 e S9

PH	Microestrutura	Fábrica Birrefringente	RA		ZD	O	GA	M	DSD
			Tamanho	Área	Área (%)	Área (%)			
P2Bkm1 (S9)	Bloco subangular, moderadamente desenvolvido	Cristalítica	< 20 µm	< 1%	5-20	> 5	Classe 3	11	MD
Pontuação	3	1	1	0	1	2	3		
P2Bkm2 (S9)	Bloco subangular, moderado a fracamente desenvolvido	Cristalítica	< 20 µm	1-5%	5-20	2 - 5	Classe 3	10	MD
Pontuação	2	1	1	1	1	1	3		
P5Bt1 (S8)	Prismática, parcial a fortemente desenvolvida	Granoestriada, Poroestriada, Monoestriada	50-100 µm	5- 10%	> 70	2 - 5	Classe 3	20	WD
Pontuação	3	4	3	2	4	1	3		
P4Bt1 (S8)	Complexa (prismática tendendo a blocos), moderadamente desenvolvida	Granoestriada, Poroestriada	50-100 µm	> 10%	> 70	2 - 5	Classe 3	21	WD
Pontuação	3	4	3	3	4	1	3		
P4Bt2 (S8)	Complexa (prismática tendendo a blocos), fracamente desenvolvida	Granoestriada, Poroestriada	50-100 µm	> 10%	> 70	2 - 5	Classe 2	20	WD
Pontuação	3	4	3	3	4	1	2		
P2Btkm1 (S8)	Prismática, fracamente desenvolvida	Granoestriada	20-50 µm	5- 10%	20-50	2 - 5	Classe 2	15	MD
Pontuação	2	4	2	2	2	1	2		
P2Bkm1 (S7)	Laminar, moderada a fracamente desenvolvida	Cristalítica	< 20 µm	< 1	5 - 20	2 - 5	Classe 3	10	MD
Pontuação	3	1	1	0	1	1	3		
P2Bkm2 (S7)	Laminar, moderada a fracamente desenvolvida	Cristalítica	20-50 µm	1-5%	5 - 20	2 - 5	Classe 3	12	MD
Pontuação	3	1	2	1	1	1	3		
P1Btkm (S7)	Prismática, moderadamente desenvolvida	Poroestriada, Granoestriada, Salpicada Grânida	50-100 µm	5- 10%	20 - 50	> 5	Classe 3	18	WD
Pontuação	3	3	3	2	2	2	3		

PH: Perfil e Horizonte de Paleossolo; **RA:** Revestimento de Argila; **ZD:** Zona de Descalcificação; **O:** Óxidos de Fe/Mn; **GA:** Grau de Alteração; **M:** MISECA; **DSD:** Grau de Desenvolvimento do Solo; **WD:** Bem Desenvolvido; **MD:** Moderadamente Desenvolvido; **W:** Fracamente Desenvolvido

9.2.4.2. Interpretação da mineralogia e estágios de intemperização dos perfis de paleossolos

Os minerais variam em sua resistência ao intemperismo e alguns se intemperizam muito rapidamente (10^3 anos), enquanto outros o fazem bem devagar (10^5 a 10^6 anos) de modo que persistem por vários ciclos sedimentares (BIRKELAND, 1999). A resistência dos minerais ao intemperismo depende, essencialmente, da composição química, tamanho e estrutura (FONTES, 2012). Através da sequência de estabilidade dos minerais da fração areia e silte frente ao intemperismo, proposta por Goldich (1938), foi possível postular que os primeiros minerais formados são os mais susceptíveis ao intemperismo, enquanto os últimos a se formarem são os mais resistentes (FONTES, 2012).

No entanto, Kämpf et al. (2009) ressaltam que a estabilidade de um mineral não depende somente das suas características estruturas, mas também do processo de intemperização atuante no ambiente em que está inserido, bem como do tamanho de partícula (área superficial do cristal). Segundo os autores, à medida que os solos evoluem, sua composição mineral começa a depender mais do ambiente de intemperização do que da composição do seu material de origem. Por essa razão, as associações de argilominerais nos solos são consideradas indicadoras do grau de desenvolvimento do solo (KÄMPF et al., 2009).

Com a evolução dos estudos mineralógicos, principalmente da fração coloidal dos solos, foi possível perceber que a fração argila não se intemperizava de acordo com os conceitos já provados, isto é, de acordo com a série de estabilidade de Goldich (1938). Baseado nessas considerações, Jackson (1969) introduziu na ciência do solo as bases de uma sequência de intemperização para os minerais de tamanho da argila, constituída por 13 estádios, em ordem crescente de estabilidade.

Nesse contexto, segundo Kämpf et al. (2009), a composição mineral da fração argila pode ser usada para estabelecer o estágio de intemperização de um solo, conforme o número índice: números baixos representam minerais que são facilmente intemperizados e são abundantes em solos jovens; por outro lado, números elevados representam minerais que são relativamente resistentes ao intemperismo e são abundantes em solos velhos. Ao observar a tabela 61, pode-se deduzir a seguinte estabilidade relativa: óxidos e/ou hidróxidos de Ti, Fe e Al > silicatos laminares aluminosos > quartzo > feldspatos alcalinos > silicatos laminares ferruginosos > anfibólios e piroxênios > carbonato > sais solúveis. Solos cujos minerais predominantes estão entre os estágios de 1 a 6 são considerados pouco intemperizados (solos

jovens); dos estágios 7 a 9 são considerados moderadamente intemperizados e, dos estágios 10 a 13 são considerados altamente intemperizados.

O estado de evolução dos solos pode ser comparado através da utilização dos índices de intemperismo, que leva em consideração os estágios da seqüência de estabilidade dos minerais menores que 2 μ . Assim, é possível obter uma intemperização média, que pode ser calculada como segue:

$$m = \sum(ps)/\sum p$$

Onde:

m: intemperismo médio

p: teor de um mineral no solo (percentagem do mineral)

s: estágio de intemperização do mineral

Segundo Kämpf et al. (2009) a fração argila do solo é composta comumente por três a cinco minerais dominantes.

Através da identificação (por difração de raios-X) e da quantificação (por refinamento Rietveld) dos minerais predominantes nas Seções (S7, S8, S9) foi possível calcular o intemperismo médio (m) utilizando-se os horizontes Bt, Bkm e Btkm dos paleossolos, que tiveram a dominância de três a quatro argilominerais (Tabela 63). O índice m apresentou comportamento diretamente proporcional com o índice de morfologia (MI).

Tabela 63. Índice médio de intemperismo (m) e de morfologia (MI) dos horizontes Bt, Bk e Btk (S7, S8 e S9)

Tabela 65: Índice médio de intemperismo (MI) e de morfologia (MI) dos horizontes Bt, Bk e Btk (S7, S8 e S9)											
S	PH	(%)							Total	Índice	Índice
		Calcita	Quartzo	Paligorskita	M	N	Saponita	Haloisita		m	MI
9	P2Bkm1	60,3	22,2	17,5					100	4,113	10
9	P2Bkm2	73,9	16,5	9,6					100	3,332	10
8	P5Bt1		70,2	9,8		20			100	5,894	8,5
8	P4Bt1		79,2	20,1	0,7				100	6,624	10
8	P4Bt2		61,1	12,6			26,3		100	7,167	10
8	P2Btkm1	33,8	43	22,7				0,5	100	5,349	10
7	P2Bk1	54,1	34	11,9					100	4,193	10
7	P2Bk2	37,4	44,2	18,4					100	5,056	10
7	P1Btk	16,1	37,4	27,1			19,4		100	6,751	8,5

S: Seções; **PH:** Perfil e horizonte do paleossolo; **M:** Montmorilonita; **N:** Nontronita; **MI:** Índice de Morfologia, baseado em Adams et al. (2011) e Kraus et al. (2013).

De acordo com os resultados, o perfil mais intemperizado, baseado na mineralogia de argila, foi o paleossolo com horizonte Bt2 (P4 S8), que apresentou um maior índice de intemperismo (7,167). O horizonte menos intemperizado foi Bk2 (P2 S9) que apresentou um intemperismo médio de 3,332 (Tabela 63).

Paleossolos com horizonte Bkm foram os menos intemperizados e os com horizonte Btkm e Bt apresentaram variações quanto ao grau de intemperismo. Entretanto o horizonte Bt2 (P4 S8) foi o que apresentou o maior índice de intemperismo (Tabela 63). Vale ressaltar, no entanto, que nesse contexto da intemperização de minerais, a evolução do solo não está relacionada com a idade temporal, mas com a quantidade de água que lixiviou através do perfil do solo (KÄMPF et al., 2009).

O índice de morfologia (MI) dos paleossolos com horizonte B indicou condições de drenagem moderada na maioria dos perfis, pois apresentaram valores 8,5 e 10 para os horizontes (Tabela 63). Nesse índice, que varia de 0 (mais úmido) a 18 (mais seco), os solos mal drenados possuem índice de morfologia 2, enquanto os mais drenados ou em condições mais secas apresentam a pontuação 18, que é o valor máximo possível (ADAMS et al., 2011; KRAUS et al., 2013). A maior circulação de água no sistema ocorreu nos horizontes Bt1 (P5 S8) e Btkm (S7), que apresentaram índice de morfologia 8,5 (Tabela 63), menor valor dentre todos os horizontes. Segundo o índice de morfologia (MI) nenhum dos perfis de paleossolos da Formação Marília se desenvolveram em condições áridas, visto que nenhum horizonte apresentou o valor máximo (18) do índice.

9.2.4.3. Índices geoquímicos de intemperismo

Além dos elementos maiores e menores, várias relações molares foram utilizadas para a comparação de alteração entre os perfis e horizontes.

O alto teor de SiO_2 encontrado nos paleossolos da Formação Marília reflete a abundância de quartzo no material parental (arenito) na área de estudo. Esse óxido de silício é proveniente do material de origem, uma vez que esse tectossilicato possui alta resistência ao intemperismo e baixa mobilidade, se tornando estável em condições de equilíbrio (como pH inferior a 8,5). Somente a valores de pH superiores a 8,5 é que as várias espécies iônicas de SiO_2 contribuem significativamente para a sílica total em solução (MELLO & PEREZ, 2009). A SiO_2 , além de ter carga zero, possui compartilhamento de todos os seus oxigênios, fato que ajuda a explicar sua estabilidade. Segundo Kämpf et al. (2009) o quartzo (SiO_2) está presente no solo principalmente como mineral primário, herdado do material de origem. Sua maior estabilidade deve-se ao fato de cristalizar a partir do magma em condições próximas ao ambiente de superfície, ao empacotamento denso da estrutura cristalina e à alta resistência da ligação Si-O-Si (KÄMPF et al., 2009).

Paton (1978) comenta que uma das mais importantes propriedades na determinação da relativa resistência dos minerais à alteração intempérica é a força com que os átomos ou íons

se ligam entre si. Nos silicatos, essa resistência é determinada pelas ligações cátions-oxigênio. Segundo o autor, ligações entre átomos requerem grande quantidade de energia, e quanto mais energia envolvida na ligação, mais resistente será o mineral às alterações intempéricas. As ligações mais fortes envolvendo os principais cátions constituintes dos minerais da crosta terrestre (Na, K, Ca, Mg, Fe, Al e Si) são as realizadas com o alumínio (elemento trivalente) e o silício (tetravalente), pois mais energia é envolvida nas ligações desses com o oxigênio (PATON, 1978). Elementos monovalentes (Na, K) e bivalentes (Ca, Mg, Fe) têm uma menor energia envolvida nas ligações com oxigênio. Os tetraedros dos silicatos são extremamente resistentes, pois são formados por ligações entre silício e oxigênio, ou alumínio e oxigênio (em caso de substituição isomórfica em tetraedros do Si por Al em alguns silicatos), necessitando de maiores energias para serem retirados da estrutura cristalina (PATON, 1978).

Considerando a relação entre o tamanho do raio iônico e a carga iônica (valência), Paton (1978) dividiu os elementos segundo seu potencial iônico em três grupos: grupo I (cátions solúveis), grupo II (hidróxidos insolúveis) e grupo III (complexos aniônicos solúveis). K_2O , Na_2O e MgO pertencente ao grupo I são rapidamente lixiviados em presença de água, enquanto óxidos como Zr, TiO_2 , SiO_2 e Al_2O_3 (grupo II) são lentamente lixiviados, tendendo a persistir no solo.

Os baixos valores de sódio em contraste com os maiores valores de potássio nas Seções (Tabelas 50, 51, 52 e 53) indicaram que houve água suficiente para remover a maior parte de sódio nos paleossolos, mas não o suficiente para remover o potássio, que é um cátion menos móvel. Portanto, essas estimativas podem indicar uma forte sazonalidade de precipitação durante o Maastrichtiano (RETALLACK, 2001).

Quanto aos óxidos de manganês, Suguio (1973) encontrou valores de MnO variantes entre 0,05% e 0,24 % e todos os valores encontrados foram tidos como indicativos de paleoclimas áridos e semiáridos. Na região objeto desse estudo, os valores encontrados variaram entre 0,02% e 0,08, tendo valor médio de 0,05% nas amostras. O valor de referência usado por Suguio (1973) é o de 0,04%, onde solos com teores próximos ou abaixo desta referência indicariam ambientes áridos e semiáridos. Ambientes tropicais apresentariam valores muito superiores. Segundo Kämpf et al. (2009), os óxidos de manganês tem, comumente, origem autigênica no solo já que é um dos primeiros elementos liberados durante o intemperismo de minerais primários. Isso justifica a existência de valores baixos para solos pouco intemperizados de climas áridos e semiáridos.

Na identificação e interpretação de perfis de paleossolos normalmente são utilizadas relações moleculares Ca/Al, Na/Al, Mn/Al e K/Al, que geralmente decrescem em direção ao

topo do perfil, e relações de Ti/Al, Ti/Zr e Al/Zr, cujos valores normalmente permanecem inalterados ao longo do perfil (RYE & HOLLAND, 1998). Relações molares de oxidação, formação de argila, hidratação, hidrólise, lixiviação e CIA-K foram utilizadas para interpretar e avaliar o grau de alteração dos perfis (Tabelas 64, 65, 66, 67, 68 e 69).

Tabela 64. Relações molares dos horizontes da Seção S9

PH	Relações Molares					
	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	(CaO+MgO)/Al ₂ O ₃	(Na ₂ O/K ₂ O)/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	(Σ Bases)/Al ₂ O ₃	SiO ₂ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
P2Bkm1	0,16338	15,55767	0,23615	0,02835	15,79382	26,35577
P2Bkm2	0,15141	32,21356	0,23307	0,03232	32,44663	23,2475
P2C1	0,16123	23,39173	0,31191	0,02011	23,70364	37,6031
P2C2	0,15189	19,10076	0,28065	0,02462	19,38141	29,10093
P1C1	0,21876	11,9266	0,48603	0,02265	12,41263	33,52606
P1C2	0,18959	32,33189	0,30974	0,02468	32,64163	28,18161

Relações (esquerda para direita): proveniência, calcificação, salinização, formação de argila, hidrólise e hidratação; Σ Bases: CaO+MgO+Na₂O+K₂O; **PH**: Perfil e Horizonte.

Tabela 65. Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S9

PH	Relações Molares					CIA-K
	(Σ Bases)/TiO ₂	Ba/Sr	TiO ₂ /Zr	La/Ce	(Fe ₂ O ₃ +MnO)/Al ₂ O ₃	
P2Bkm1	96,6699	0,55112	0,00406	2,40539	0,35441	7,185781112
P2Bkm2	214,29321	0,22245	0,00384	1,86224	0,36374	3,325757169
P2C1	147,02021	0,45573	0,00383	1,00871	0,34604	5,13874953
P2C2	127,6023	0,64117	0,00465	1,00871	0,43103	6,834313128
P1C1	56,74108	0,89657	0,00474	1,62946	0,35055	11,24270465
P1C2	172,16844	0,6177	0,00495	1,39668	0,51141	3,774832918

Relações (esquerda para direita): perda de bases, lixiviação, material parental, material parental 1, oxidação e CIA-K; **CIA-K**: $100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$; **PH**: Perfil e Horizonte.

As relações molares de formação de argila (Al₂O₃/SiO₂) e oxidação ((Fe₂O₃ + MnO)/Al₂O₃) indicam as taxas e intensidades de intemperismo dos perfis e horizontes. Essas relações apresentaram comportamentos e valores diretamente proporcionais tanto na Seção S9 quanto nas S8 e S7 (Figura 100; Tabelas 63, 64, 65, 66, 67 e 68). Entre os paleossolos com horizonte B, aqueles com horizonte Btkm (0,051 a 0,062) tiveram os maiores valores de formação de argila, seguidos pelos com Bt (0,022 a 0,055) e Bkm (0,028 a 0,040). Segundo Sheldon (2006) a proporção na relação Al/Si aumento devido à produção de argila durante a pedogênese. No entanto, entre os paleossolos com horizonte Bt, o Bt1 do (P5 S8) apresentou o maior valor (0,31) e maior grau de oxidação.

Tabela 66. Relações molares dos horizontes da Seção S8

PH	Relações Molares					
	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	(CaO+MgO)/Al ₂ O ₃	(Na ₂ O/K ₂ O)/Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /SiO ₂	(Σ Bases)/Al ₂ O ₃	SiO ₂ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)
P5-1C	0,16433	0,86444	0,36678	0,0284	1,23122	28,20801
P5-2C	0,13785	1,0862	0,38816	0,02309	1,47437	36,05829
P5-3C	0,16352	1,27065	0,33639	0,02895	1,60704	27,48699
P5-4C	0,14196	0,91745	0,4072	0,02212	1,32465	37,03182
P5-5C	0,15813	0,73857	0,42471	0,02264	1,16328	35,84957
P5-6C	0,16488	1,26374	0,39258	0,02894	1,65632	27,62682
P5Bt1	0,21707	0,93953	0,36236	0,05509	1,30189	13,96225
P4C1	0,15617	1,04997	0,44668	0,02315	1,49665	34,66653
P4Bt1	0,15841	0,81553	0,43603	0,02921	1,25156	27,14769
P4Bt2	0,15912	0,92316	0,40804	0,02699	1,3312	29,47824
P4Btc	0,15726	1,08642	0,41327	0,02653	1,49969	30,08314
P3C1	0,17151	1,20266	0,43726	0,02034	1,63992	39,63736
P2C1	0,17512	7,21578	0,37319	0,03374	7,58896	22,37766
P2Btk1	0,18172	5,45603	0,40045	0,02761	5,85647	27,89737
P2Btkc	0,17797	10,03931	0,38617	0,02218	10,42548	35,80713
P1C1	0,18777	6,10881	0,49795	0,02688	6,60677	29,33347
P1C2	0,21615	1,34135	0,47127	0,02661	1,81262	28,06765

Relações (esquerda para direita): proveniência, calcificação, salinização, formação de argila, hidrólise e hidratação; Σ Bases: CaO+MgO+Na₂O+K₂O; **PH**: Perfil e Horizonte.

Tabela 67. Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S8

PH	Relações Molares					CIA-K
	(Σ Bases)/TiO ₂	Ba/Sr	TiO ₂ /Zr	La/Ce	(Fe ₂ O ₃ +MnO)/Al ₂ O ₃	
P5-1C	7,4925	5,89229	0,0038	1,64579	0,25911	89,91975637
P5-2C	10,69563	5,86566	0,00246	1,58512	0,20986	91,32308707
P5-3C	9,82791	6,17438	0,0048	2,92526	0,26854	92,08320725
P5-4C	9,33139	6,03991	0,00325	1,93983	0,22991	90,62202091
P5-5C	7,35634	6,22552	0,00361	1,1701	0,2434	90,41263977
P5-6C	10,0457	3,86423	0,00371	1,19211	0,26351	74,90734821
P5Bt1	5,99743	4,02443	0,00502	0,86958	0,31242	82,79927648
P4C1	9,58362	5,38226	0,00355	0,72051	0,25782	83,58018089
P4Bt1	7,9007	5,08965	0,00417	0,93399	0,27471	85,11018157
P4Bt2	8,3661	4,91741	0,00365	1,15815	0,26894	85,70869635
P4Btc	9,5366	5,5295	0,00332	0,83328	0,26875	85,46312343
P3C1	9,56146	6,40146	0,00346	1,26089	0,25202	90,79904537
P2C1	43,33488	0,7107	0,0044	1,38231	0,34034	14,03853202
P2Btk1	32,22716	0,8612	0,00378	1,18884	0,31305	18,83063957
P2Btkc	58,58037	0,57156	0,00361	1,57611	0,27532	10,43290642
P1C1	35,18472	0,69191	0,00394	1,51307	0,285	15,66505384
P1C2	8,38574	3,0078	0,00436	0,92465	0,35157	65,18732052

Relações (esquerda para direita): perda de bases, lixiviação, material parental, material parental 1, oxidação e CIA-K; **CIA-K**: $100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$; **PH**: Perfil e Horizonte.

A relação de hidratação ($\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$) indica a adição de água no perfil (RESTALLACK, 2001), contribuindo para a definição do grau de drenagem nos horizontes. Na Seção S9 a relação de hidratação, que variou entre 20 e 40, apresentou os menores valores nos horizontes Bkm1 e Bkm2, acusando condições mais secas e menor entrada de água nessa porção do perfil (Figura 100; Tabelas 63, 64, 65, 66, 67 e 68). Os paleossolos com horizonte Bt da Seção S8 apresentaram variações pouco maiores (Figura 100). Na Seção S7 os valores oscilaram entre 20 a 44 (Figura 100), conferindo aos paleossolos com horizonte Bkm-Btkm as menores variações.

Tabela 68. Relações molares dos horizontes da Seção S7

PH	Relações Molares					
	$\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	$(\text{CaO}+\text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$	$(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	$(\sum \text{Bases})/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$
P2C1	0,12663	2,93127	0,52221	0,02828	3,45348	29,54715
P2Bkm1	0,09256	14,08908	0,29264	0,03858	14,38172	21,40914
P2Bkm2	0,08077	5,8991	0,42181	0,04077	6,32091	20,30933
P2Bk/Ck	0,07396	2,63015	0,43992	0,03825	3,07007	22,35623
P1C1	0,05331	5,17669	0,43569	0,04134	5,61238	20,60753
P1Btkm	0,0932	3,40468	0,29676	0,06285	3,70144	12,73267
P1Btkm/C	0,10235	1,49676	0,364	0,0511	1,86076	16,41929

Relações (esquerda para direita): proveniência, calcificação, salinização, formação de argila, hidrólise e hidratação; $\sum \text{Bases}$: $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; **PH**: Perfil e Horizonte.

A relação que define a hidrólise ($(\sum \text{Bases})/\text{Al}_2\text{O}_3$), de acordo com Sheldon & Tabor (2009), pode ser utilizada para a caracterização da intensidade do intemperismo. No entanto, essa relação é mais usada para diferenciar ordens ou classes de solos e apontar mudanças de curto tempo do nível do mar (glácio-eustáticas) e consequente disponibilidade de nutrientes para o solo (SHELDON & TABOR, 2009). Nessa relação quanto maior o teor de alumina (Al_2O_3), mais evoluído o solo será. Os valores da razão de Bases/Al, de acordo com Kraus (2002), é um método que mede a intensidade do intemperismo devido aos reflexos da hidrólise. A razão aumenta quando o intemperismo aumenta e as bases são esgotadas, correspondente à diminuição do conteúdo de argila e provavelmente refletindo a constituição do material parental.

De acordo com Sheldon & Tabor (2009), a lixiviação pode ser quantificada em paleossolos usando o índice de perda de bases ($(\sum \text{Bases})/\text{TiO}_2$). Segundo os autores, esse índice deve ser representado graficamente em função da profundidade, porque diferentes horizontes revelam distinto comportamento elementar do topo para a base do perfil. Sheldon & Tabor (2009) asseveram que essa abordagem para quantificar a lixiviação funciona melhor

para paleossolos que têm rochas ígnea ou metamórfica como material de origem, sendo pouco indicada para paleossolos que se formaram a partir de materiais ricos em calcário ou em quartzos.

Tabela 69. Relações molares e índice CIA-K dos horizontes da Seção S7

PH	Relações Molares					CIA-K
	(Σ Bases)/TiO ₂	Ba/Sr	TiO ₂ /Zr	La/Ce	(Fe ₂ O ₃ +MnO)/Al ₂ O ₃	
P2C1	27,27324	1,71533	0,00245	2,01742	0,2077	30,91422503
P2Bkm1	155,38353	0,98819	0,00256	1,31908	0,29192	7,57444864
P2Bkm2	78,25559	0,77628	0,00253	1,07176	0,21686	17,23859919
P2Bk/Ck	41,51081	1,87253	0,00265	1,00871	0,17689	38,929217
P1C1	105,28751	1,27404	0,00279	0,70171	0,19493	19,29348649
P1Btkm	39,71329	1,07934	0,0033	0,96836	0,25695	35,51580221
P1Btkm/C	18,18048	3,01495	0,00309	0,63044	0,19951	63,00191922

Relações (esquerda para direita): perda de bases, lixiviação, material parental, material parental 1, oxidação e CIA-K; **CIA-K**: $100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)]$; **PH**: Perfil e Horizonte.

Na Seção S9 o índice de hidrólise, que variou entre 12,41 e 32,64, e o de perda de bases, com valores oscilando entre 56,74 e 214,29, tiveram comportamentos e valores diretamente proporcionais (Figura 100; Tabelas 63, 64, 65, 66, 67 e 68). Entre os paleossolos com horizonte B, o Bkm2 (P2 S9) apresentou o maior valor para os dois índices. O mesmo ocorreu com a Seção S8 e S9 que também tiveram valores e comportamentos diretamente proporcionais (Figura 100). Na Seção S7 o horizonte Bkm1 (P2) apresentou o maior valor para ambos os índices.

O comportamento da lixiviação durante o intemperismo, condições de drenagem e tempo de desenvolvimento de um solo pode ser determinado pela relação Ba/Sr (ESSINGTON, 2004; SHELDON & TABOR, 2009), onde os valores mais elevados indicam maiores taxas de lixiviação. Segundo Sheldon & Tabor (2009), bário e estrôncio são elementos alcalinos terrosos e possuem raios atômicos e afinidade química semelhantes. No entanto, em condições semelhantes, o Sr é significativamente mais solúvel que o Ba. Assim, valores mais elevados são esperados em horizontes mais lixiviados (RETALLACK, 2001).

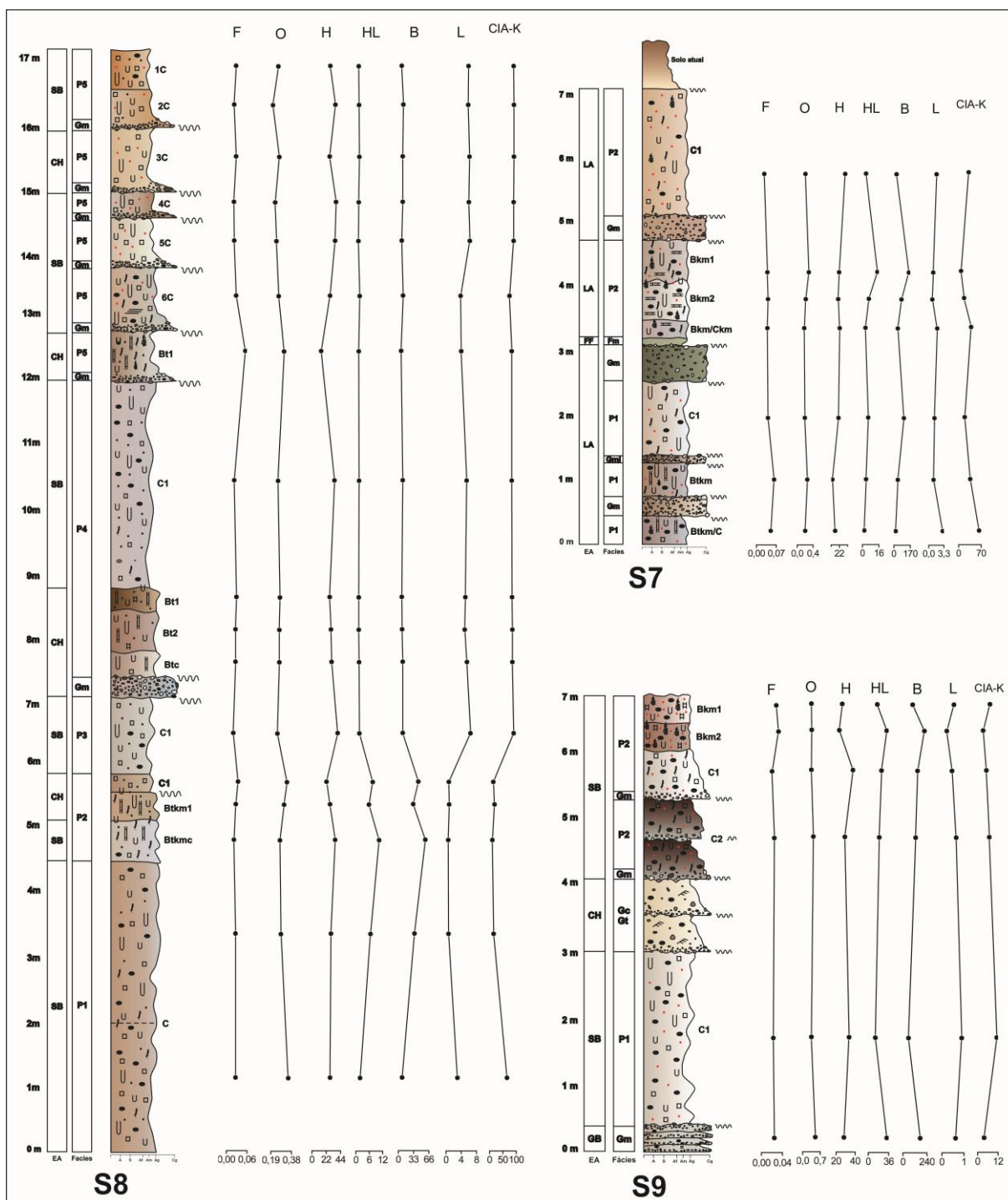


Figura 100. Relações molares de formação de argila (F), oxidação (O), hidratação (H), hidrólise (HL), perda de bases (B), lixiviação (L) e índice CIA-K das Seções S7, S8 e S9. **F:** $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; **O:** $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})/\text{Al}_2\text{O}_3$; **H:** $\text{SiO}_2/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Al}_2\text{O}_3)$; **HL:** $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; **B:** $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{TiO}_2$; **L:** Ba/Sr ; **CIA-K:** $100x[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})]$.

Os índices de lixiviação co-variam em relação inversa com a perda de base. Portanto, maiores valores de lixiviação são esperados com diminuição nos índices de perda de base. Essa relação foi observada nos perfis da Seção S8 (Figura 100; Tabelas 64, 65, 66, 67, 68 e 69).

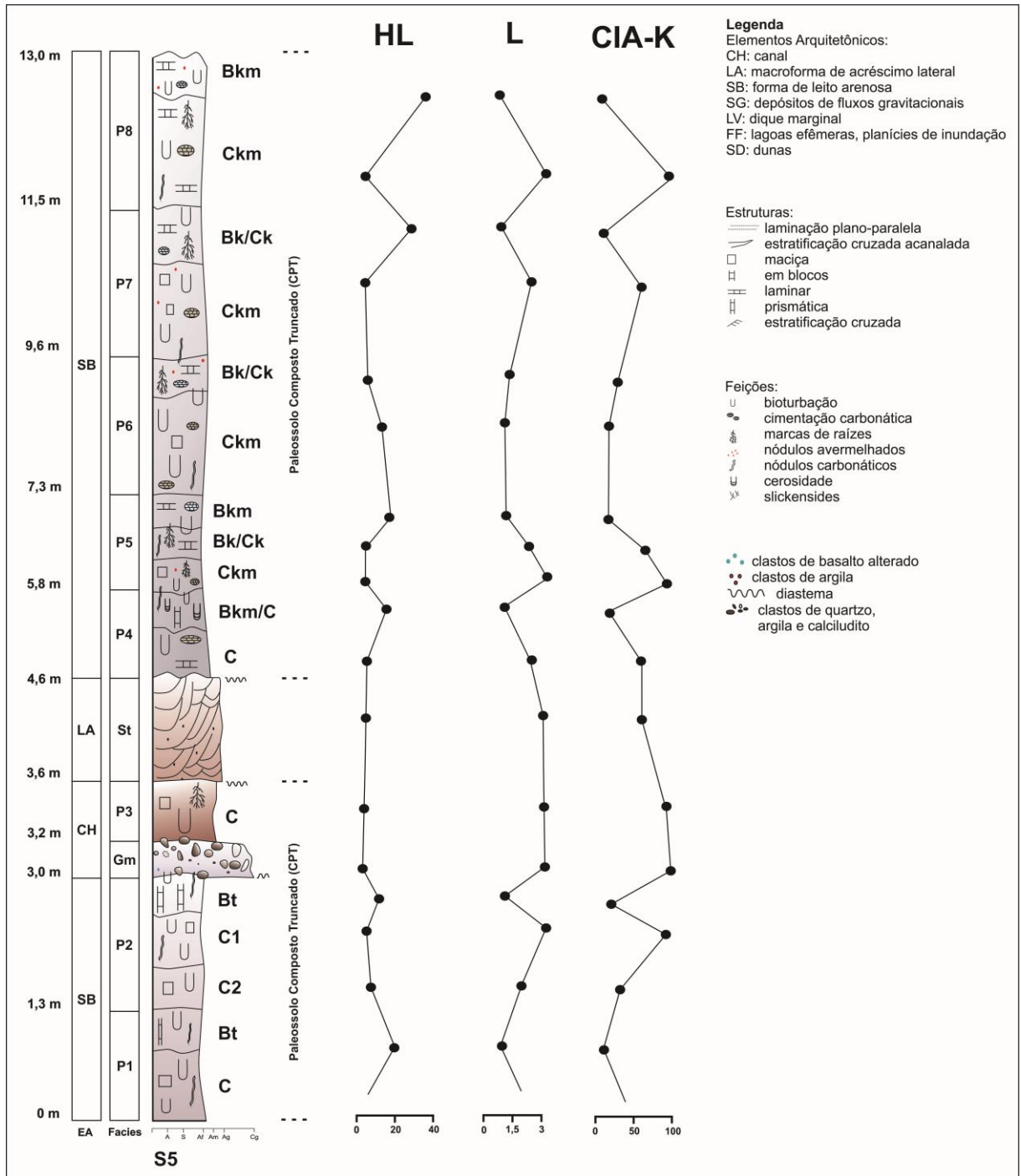
A variação da relação de lixiviação apresenta valores próximos a 10 para solos mais intemperizados e valores próximos de 2 para solos menos intemperizados (ESSINGTON, 2004). Nos paleossolos da Seção S8 os valores ficaram próximos de 8, acusando maior lixiviação que os paleossolos da Seção S7 e S9, que apresentaram os menores valores (Figuras 100).

Na Seção S5 os maiores valores de hidrólises corresponderam aos menores de CIA-K (Figura 101). Os valores de lixiviação foram inversamente proporcionais aos de perda de base ou hidrólise (HL). De acordo com Retallack (2005) espera-se que a lixiviação seja inversamente proporcional aos dados de perda de bases e que maiores valores de lixiviação ocorram quando a razão de perda de bases diminui. O estrôncio é significativamente mais solúvel do que o bário, apresentando deste modo, valores mais elevados em horizontes mais lixiviados (RETALLACK, 2001). De acordo com Tabor e Sheldon (2009) perfis que sofreram lixiviação intensa apresentam valores mais baixos no topo do perfil e valores mais altos na base.

Segundo Sheldon & Tabor (2009), o potencial de aplicação de relação Ba/Sr se esbarra em dois pontos: o pouco entendimento do comportamento químico do Ba em relação ao Sr, particularmente em solos, e o fato de diferentes materiais de origem terem concentrações iniciais variáveis desses elementos.

Na Seção S6 os maiores valores da relação de formação de argila e lixiviação ocorreram nos horizontes Bss e Cg (Figura 102), o que pode ser explicado pelo fato de se tratarem de perfis que se desenvolvem sob condições de sazonalidade ou de oscilação do lençol freático.

O índice químico de alteração sem potássio (CIA-K) mede o grau de intemperismo dos paleossolos em diferentes horizontes. Portanto, quando o CIA-K aumenta, concomitantemente, ocorre um aumento na lixiviação (Ba/Sr) e a diminuição dos valores da perda de base. Altos valores de CIA-K refletem, consequentemente, altos valores de precipitação, indicando que esses solos foram, portanto, submetidos a intensos processos de alteração química. Em geral, esses processos culminam com a lixiviação dos elementos solúveis alcalinos e alcalinos terrosos e com a concentração de elementos menos solúveis como o alumínio (DAL'BÓ & BASILICI, 2010). Os menores valores de CIA-K ocorrem em solos de áreas de baixa pluviosidade, devido ao acúmulo de cálcio e magnésio nos horizontes Bk. A equação que relaciona CIA-K à precipitação é útil em níveis de precipitação variáveis de 200 a 1600 mm/ano e o valor de CIA-K de 100, tido como referência, gera estimativas de paleoprecipitação de 1585 mm (SHELDON & TABOR, 2009).



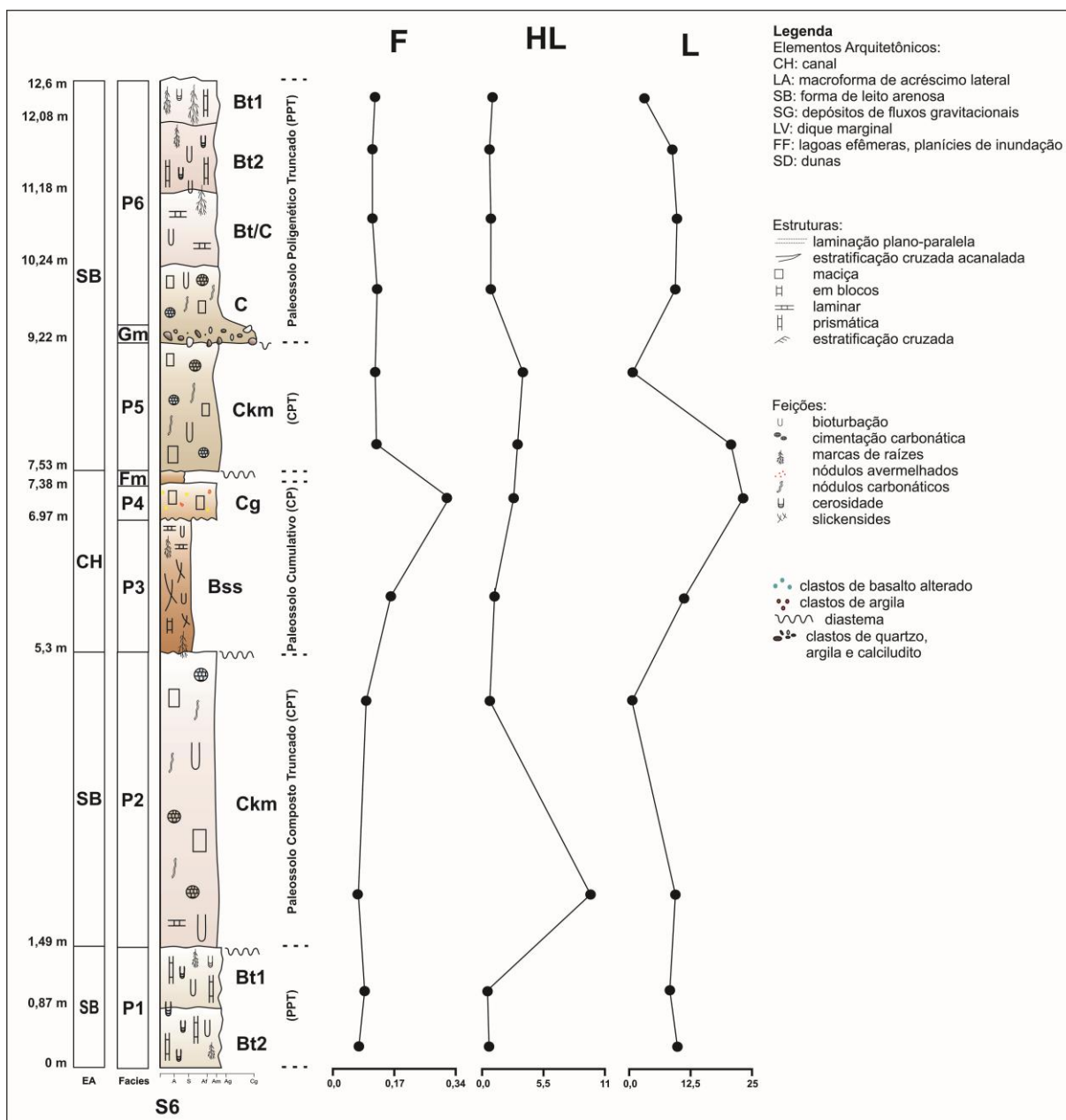


Figura 102. Relações molares de formação de argila (F), hidrólise (HL) e lixiviação (L) da Seção S6. **F:** $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$; **HL:** $(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$; **L:** Ba/Sr .

Os paleossolos mais intemperizados e lixiviados foram os da Seção S8 e os com as menores perdas de bases e menor grau de alteração química, os da Seção S9 (Figura 100; Tabelas 64, 65, 66, 67, 68 e 69). O horizonte Bt2 (P4 S8) foi o que apresentou o maior índice de alteração química (85,709), sendo portanto o mais lixiviado, indicativo do maior grau de drenagem e precipitação.

O horizonte Bkm2 (P2 S9) apresentou o menor valor (3,332), evidenciando um ambiente mais seco, com alta concentração de carbonato (Tabelas 64, 65, 66, 67, 68 e 69). A formação de horizontes cálcicos no solo está fortemente dependente da disponibilidade de

umidade. Climas sazonalmente secos com precipitação média anual de 100 a 500 mm são mais propícios para a formação de horizontes calcários no solo (BIRKELAND, 1999).

9.2.4.4. Intemperismo, fatores de formação e evolução dos paleossolos da Formação Marília

As proposições levantadas após interpretações das características morfológicas dos perfis e das análises micromorfológicas, mineralógicas e geoquímicas confirmaram a hipótese de origem pedológica dos calcretes, que apresentaram variados padrões e classes de alterações e diferentes estágios de desenvolvimento pedogênico.

Fundamentado nessas premissas foi elaborado um modelo sintético e generalizado das condições dos fatores de formação que controlaram a pedogênese durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru (Figura 103).

Os paleossolos se desenvolveram nas encostas mais planas e baixas das vertentes e nas planícies de inundações, tendo comumente sido influenciados pela oscilação do lençol freático e pela sazonalidade do clima. Arenito com cimentação carbonática alóctone (contribuições eólicas e de águas superficiais com área-fonte possivelmente relacionada com basaltos da Formação Serra Geral, calcários do Grupo Bambuí e complexos alcalinos do Alto Paranaíba) e autóctone (intemperismo de piroxênios e feldspatos cálcicos) constituiu o principal material de origem dos paleossolos. Os organismos, ora concentrados em antigos canais e lagoas ou distribuídos com baixa densidade ao longo da Formação Marília, desempenharam importante papel na pedogênese, através da ação das raízes, favorecendo a precipitação de sais ou formação de carbonatos pelos tecidos vegetais ou pela ação metabólica de bactérias no intemperismo biológico. O clima predominante durante o Maastrichtiano foi o semiárido, com sazonalidade e variações nos padrões de precipitação e na relação precipitação-evapotranspiração, criando condições para a formação de paleossolos com horizonte Bk, Btk, Bss, Bg e Bt. O tempo de formação desses horizontes diagnósticos foi dependente de fatores climáticos (quantidade e distribuição da precipitação, evapotranspiração, a temperatura, dentre outros) e os edáficos (aporte e disponibilidade de Ca, permeabilidade, porosidade, tipo e concentração da solução do solo). Entretanto, o fator tempo durou até aproximadamente 200 mil anos, permitindo o desenvolvimento paleossolos com horizonte Bt (Figura 103) e estruturas prismáticas e em blocos.

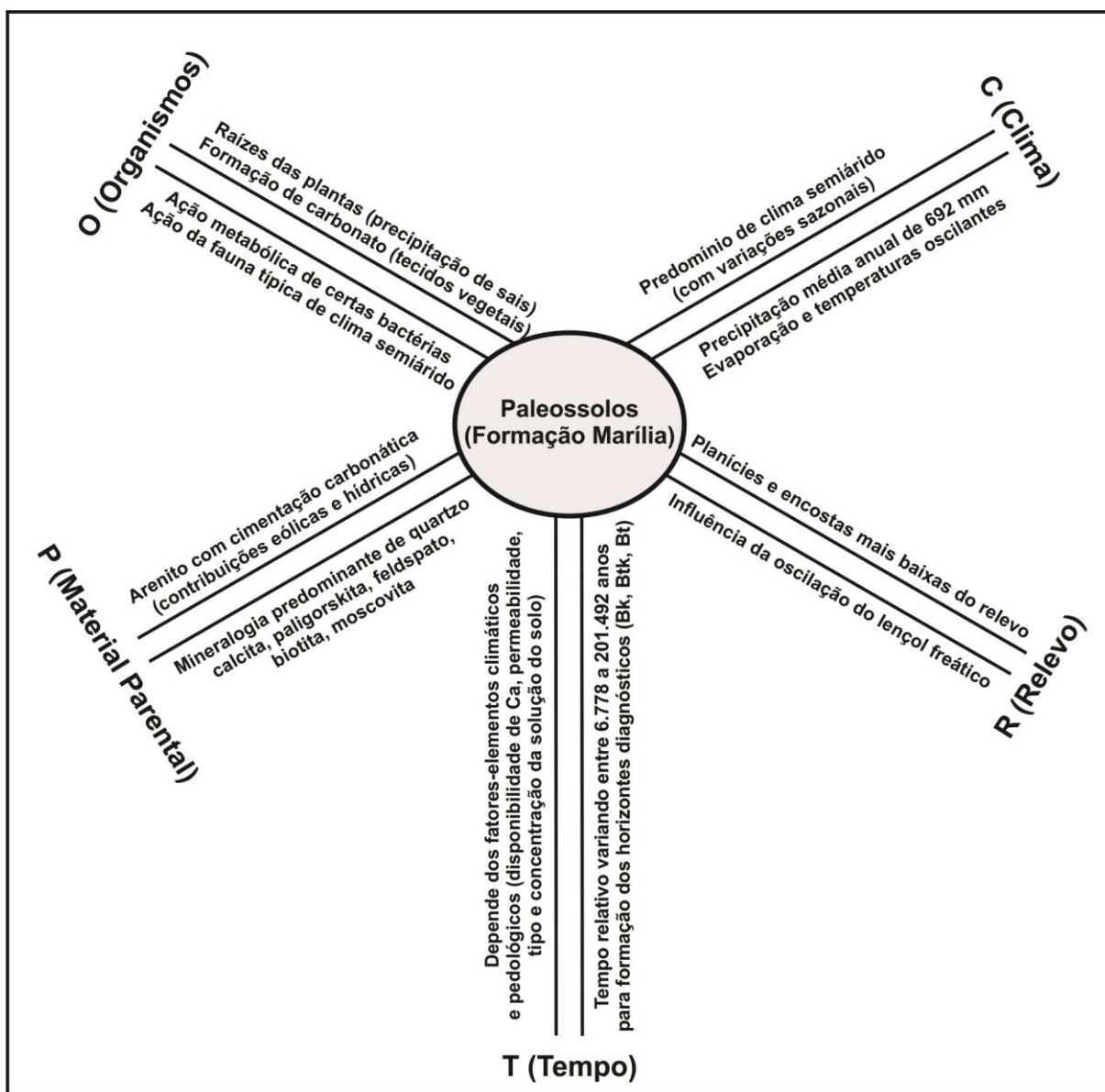


Figura 103. Fatores de formação determinantes da pedogênese na Formação Marília.

As feições dos paleossolos permitiram definir dois principais processos durante a pedogênese: a calcificação e a argiluviação. O processo de calcificação foi dependente principalmente do fator climático (altas temperaturas, evapotranspiração maior que a taxa de precipitação) e edáfico (aporte e disponibilidade de cálcio, permeabilidade, porosidade, variação no pH). O processo de argiluviação refletiu momentos de maior circulação de água no sistema pedológico, com maiores taxas de precipitação, dessilicatização, lixiviação e intemperismo, permitindo o avanço da pedoplasmação e a geração de feições texturais de revestimentos e formação de fábricas birrefringente grano, mono e poroestriadas, a nível micromorfológico.

No geral, os paleossolos do oeste de São Paulo apresentaram graus de evolução bem superiores aos paleossolos do oeste de Minas Gerais e àqueles apontados por Dal'Bó &

Basilici (2010) na região do sul e sudoeste de Goiás. Essa premissa foi ao encontro dos estudos realizados por Vilela (2010), Dal'Bó (2011) e Basilici et al. (2016). Vilela (2010) verificou em campo que, embora as condições climáticas fossem análogas nas duas áreas, a pedogênese foi mais severa nos depósitos da região de Marília do que nos do sul de Goiás.

9.3. Sedimentação e pedogênese durante o Maastrichtiano na Bacia Bauru

A relação sedimentação-pedogênese é bastante complexa, uma vez que, além dos processos pedogenéticos envolvidos na formação do solo ocorrer mais ou menos concomitantemente aos processos de deposição e erosão, podem criar uma sequência vertical e lateral de solos superpostos, levando muitas vezes à superposição de processos pedogenéticos, resultando em perfis poligenéticos (MORRISON, 1967; WRIGHT, 1992; KRAUS, 1992; LADEIRA, 2010). Segundo Morrison (1967) perfis poligenéticos (compósitos) desenvolvem-se quando a taxa de deposição é mais lenta em relação à taxa de pedogênese (Figura 104).

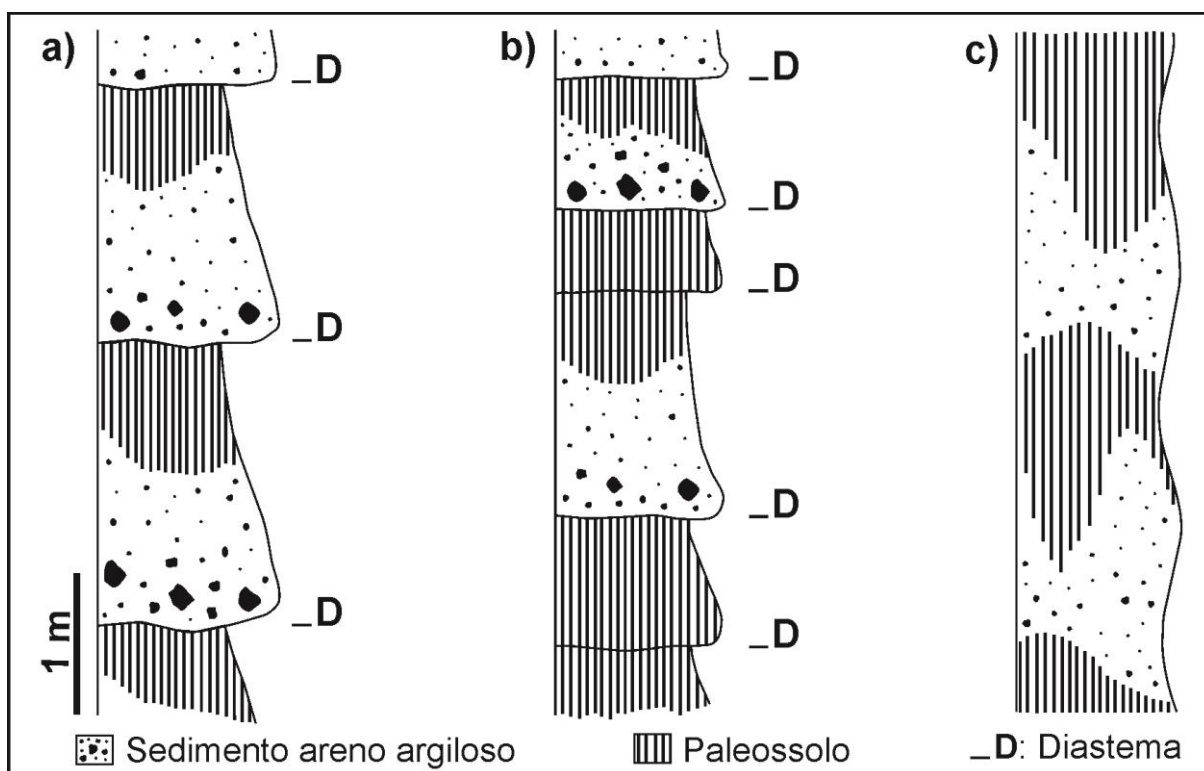


Figura 104. Ciclotema sedimento-pedogenético. a) cada diastema (D), no topo de uma de um ciclo de depósitos, apresenta um perfil de paleossolo correspondente; b) a pequena espessura de alguns ciclos deposicionais promove uma sobreposição de paleossolos, gerando perfis poligenéticos (compósitos); c) a deposição é contínua e com pouca quantidade de sedimentos. Neste caso a velocidade de pedogênese pode, em alguns momentos, ser maior que a velocidade de deposição, não gerando discordâncias nítidas ou limites claros no paleossolo.

Fonte: Meyer (1987).

O Maastrichtiano da Bacia Bauru foi marcado por ambiente com interação de processos sedimentares e pedogênicos, em ciclos subsequentes ou concomitantes (Figuras 105, 106, 107, 108 e 109). Ciclos alternados de depósitos e paleossolos foram identificados em várias porções da Formação Marília (DAL'BÓ, 2008, 2011; DAL'BÓ & BASILICI, 2011; GALHARDO, 2015; BATEZELLI, 2015; BATEZELLI & LADEIRA, 2016). Entretanto, a natureza da sedimentação (quantidade, intensidade e duração dos ciclos deposicionais) e sua relação com a intensidade e evolução da pedogênese não foram muito exploradas ou explicadas.

A maioria dos perfis da Formação Marília foi interpretada como sendo paleossolos compostos, embora perfis poligenéticos e cumulativos também tenham sido identificados (Figuras 73, 74, 75, 105, 106, 107, 108 e 109).

Nas Seções S1, S2 e S3 (sudeste de Goiás e centro-oeste do Triângulo Mineiro) foram identificados apenas ciclos deposicionais (Figura 105). Os sistemas deposicionais que atuaram nessas porções da Formação Marília foram fluviais de rios entrelaçados (S1 e S2) e eólico (S3). As condições deposicionais, com altas taxas de sedimentação (Figura 113), não permitiram o avanço da pedogênese. Se essa ocorreu, ou foi muito incipiente ou os processos erosivos impediram registros de paleossolos na sucessão sedimentar. Entretanto, Dal'Bó (2008, 2011) identificou paleossolos com desenvolvimento incipiente, classificados como *aridisols*, na região de Quirinópolis e Itajá, Estado de Goiás.

Na Seção S11 (sudeste do Triângulo Mineiro) foi identificado um ciclo sedimentar (depósitos de rios entrelaçados) e um pedossedimentar, com desenvolvimento de dois perfis de paleossolos pouco evoluídos, compostos e truncados (Figura 106). O conceito de ciclos pedossedimentares foi retirado de Inozemtsev (2006) e Inozemtsev & Tergulian (2010), e definem perfis evoluídos a partir de ciclos de sedimentação e pedogênese. A interpretação da evolução dessa Seção permitiu definir um ciclo sedimentar (sem pedogênese) seguido de outro ciclo sedimentar com subsequente avanço de processo pedogênico incipiente (com horizonte Bk) e erosão.

A Seção S10 (sudeste do Triângulo Mineiro) foi interpretada como tendo evoluída a partir ciclos sedimentares (depósitos de rios entrelaçados e de planícies de inundação) e dois ciclos pedossedimentares correspondentes aos perfis 1 e 2 (P1 e P2) (Figura 106). A evolução dos dois ciclos pedossedimentares envolveu a fase inicial de deposição, pedogênese e erosão, de maneira subsequente. A fase de pedogênese foi mais intensa que a da Seção S11, permitindo a evolução de perfis moderadamente desenvolvidos, com horizontes Bk.

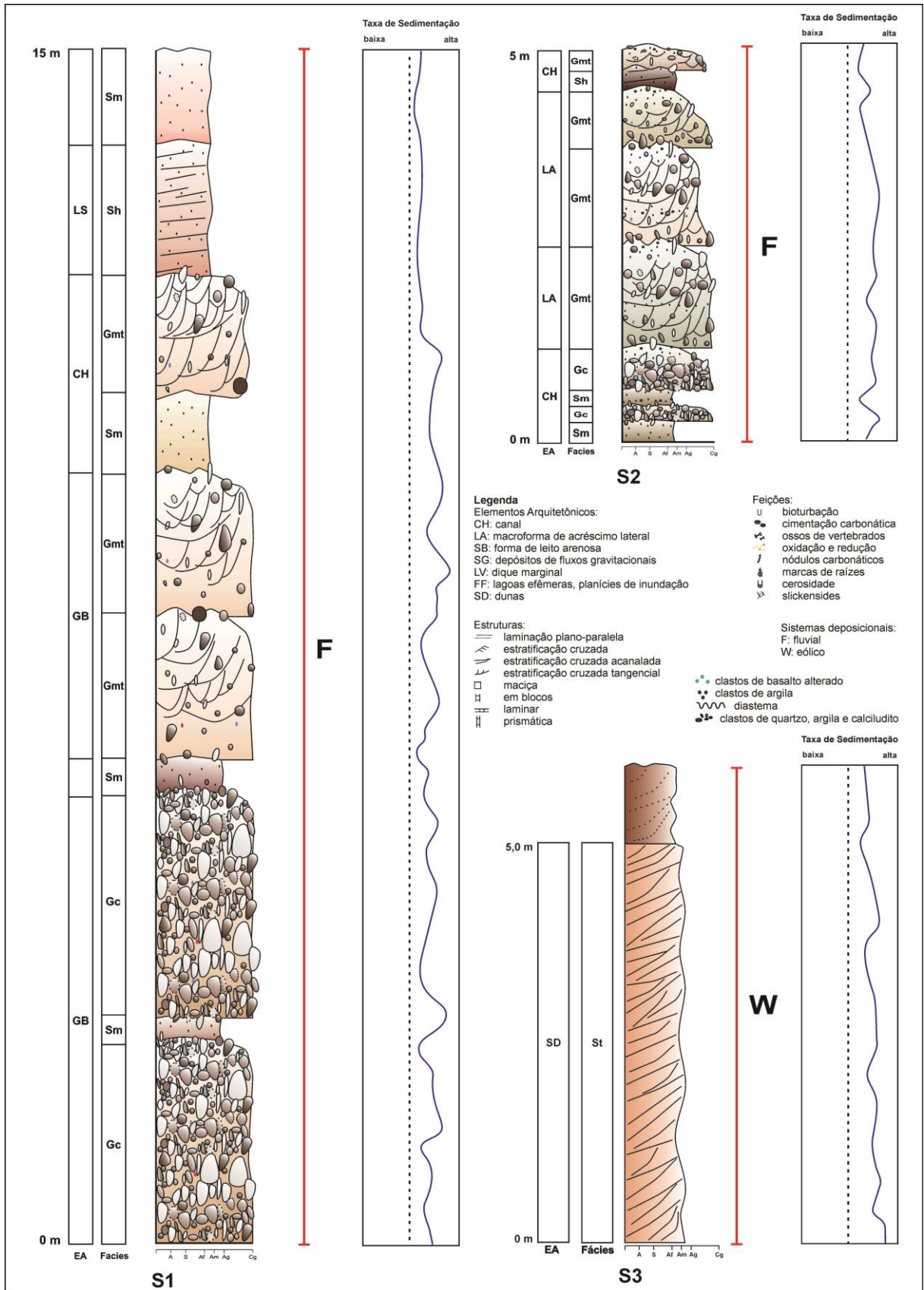


Figura 105. Colunas representativas das Seções S1 e S2 (sudoeste de Goiás) e S3 (centro-oeste do Triângulo Mineiro). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e elementos arquitetônicos e à direita, sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992).

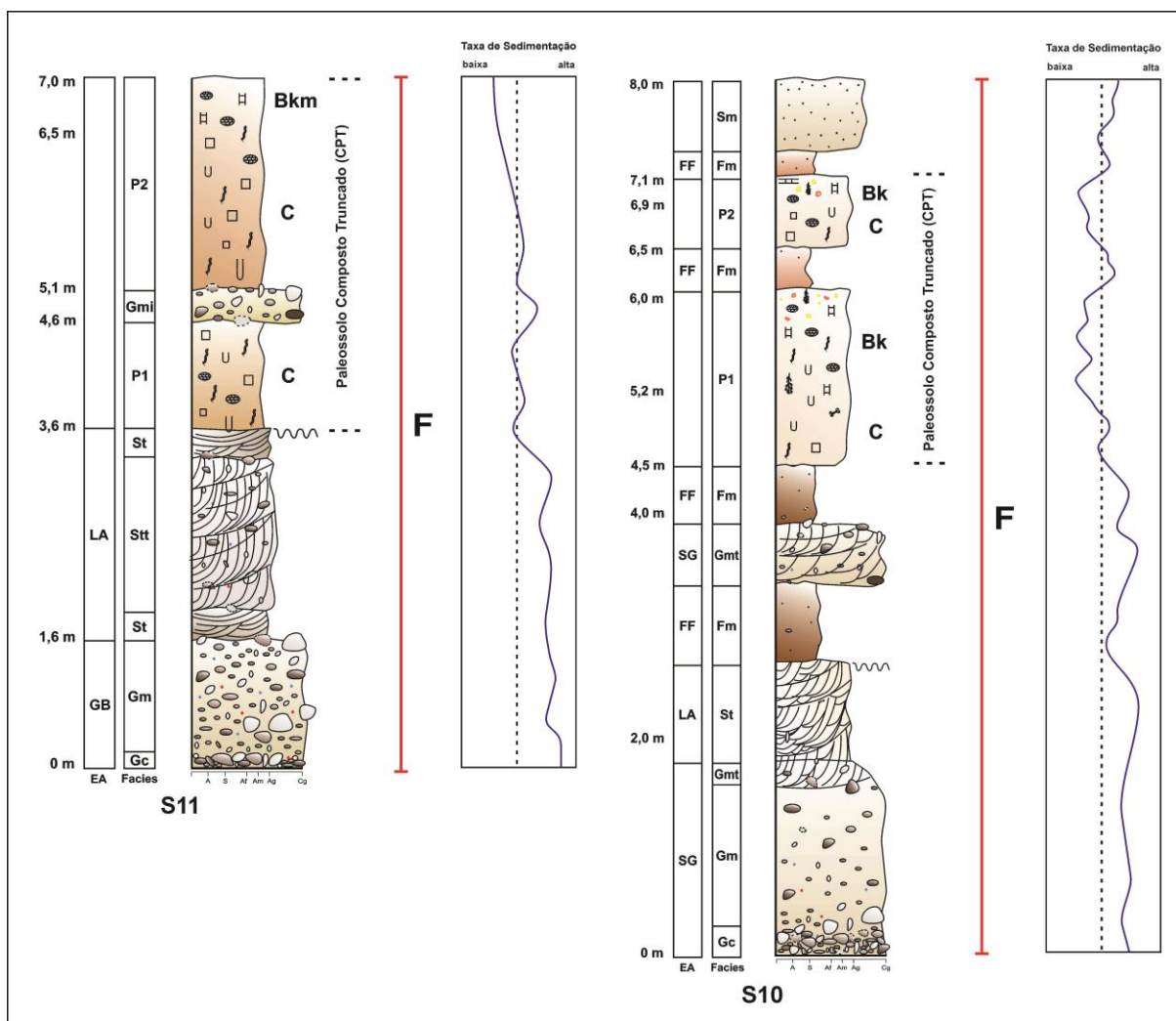


Figura 106. Colunas representativas das Seções S10 e S11 (sudeste do Triângulo Mineiro). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição.

A Seção S4 (centro-oeste do Triângulo Mineiro) foi interpretada como sendo resultado de 18 ciclos pedossedimentares (Figura 107). Os paleossolos compostos do perfil 1 (P1) se desenvolveram a partir de depósitos de retrabalhamento eólico, enquanto os outros perfis (P2 a P16) evoluíram a partir de depósitos de canais fluviais de rios entrelaçados. Os paleossolos compostos do perfil 2 (P2) foram formados a partir de depósitos sedimentos lamíticos de diques marginais (elemento LV) e planície de inundação (fácies FI). Os processos erosivos nos perfis 3 e 4 (P3 e P4) foram muito intensos não permitindo o registro de paleossolos com horizonte B (Figura 107), evoluídos a partir de dois ciclos deposicionais. No entanto, a deposição que deu origem ao perfil 5 (P5) foi rápida, porém episódica, propiciando o intenso avanço da pedogênese e a formação de paleossolos poligenéticos (Bt1 e Bt2) (Figura 107). Os

paleossolos dos perfis 6 e 9 (P6 e P9) se formaram a partir da deposição lamítica de pequenos canais (CH) e planícies de inundação (FF) (Figura 107), em curto espaço de tempo e seguido por novos depósitos, pois não foi possível o desenvolvimento de horizonte B completo. A maioria dos perfis constitui paleossolos compostos, o que caracteriza ciclos de deposição, pedogênese e erosão, repetidos ao longo do espaço-tempo (Figura 107). Os paleossolos do ciclo pedossedimentar 13 (P13) se desenvolveram quando o lençol freático estava mais próximo da superfície, com oscilações constantes, o que possibilitou a formação de paleossolos com feições glei (horizontes Cg) (Figura 107). Esses perfis com feições de hidromorfismo (glei) caracterizam paleossolos cumulativos, desenvolvidos quando a taxa de deposição é lenta, mas contínua.

A Seção S5 (centro-oeste do Triângulo Mineiro) caracterizou-se por 8 ciclos pedossedimentares com o desenvolvimento de paleossolos compostos (Figura 108). Nos ciclos P1 e P2 a pedogênese foi mais intensa que nos outros 6 ciclos, propiciando a formação de paleossolos compostos com horizonte Bt (Figura 108). Os paleossolos do perfil (P3) se desenvolveram a partir de depósitos lamíticos de canais com menores feições de cimentação carbonática que os outros perfis (Figura 108). Nos perfis 4 a 8 (P4 a P8) os processos erosivos foram mais intensos, não propiciando a preservação de paleossolos com horizonte B totalmente desenvolvido nos perfis 6 e 7 (Figura 108).

Na Seção S6 (oeste do Estado de São Paulo) foram identificados 6 ciclos pedossedimentares (Figura 108). Nos perfis 1 e 6 (P1 e P6) a taxa de pedogênese foi maior que a taxa de sedimentação, criando condições para o desenvolvimento de paleossolos poligenéticos (Bt1 e Bt2) em depósitos episódicos (Figura 108). Os paleossolos do perfil 3 (P3) se formação em condições topográficos próximos ao lençol freático e condições climáticas de sazonalidade, o que possibilitou o desenvolvimento de perfis com feições glei e *slickensides* (horizontes Cg e Bss) (Figura 108).

A Seção S7 (oeste do Estado de São Paulo) evoluiu a partir de 2 ciclos pedossedimentares referentes aos perfis 1 e 2 (Figura 109). A partir de depósitos areníticos e lamíticos houve o desenvolvendo paleossolos compostos, indicativos de duas fases subsequentes de deposição, pedogênese e erosão.

Na Seção S8 foi interpretado 5 ciclos pedossedimentares, com desenvolvimento de perfis de paleossolos compostos e poligenéticos (Figura 109). O perfil poligenético (P4) identificou momentos em que as taxas de pedogênese foram superiores às de sedimentação, propiciando a evolução de paleossolos com Bt (Bt1, Bt2, Btc).

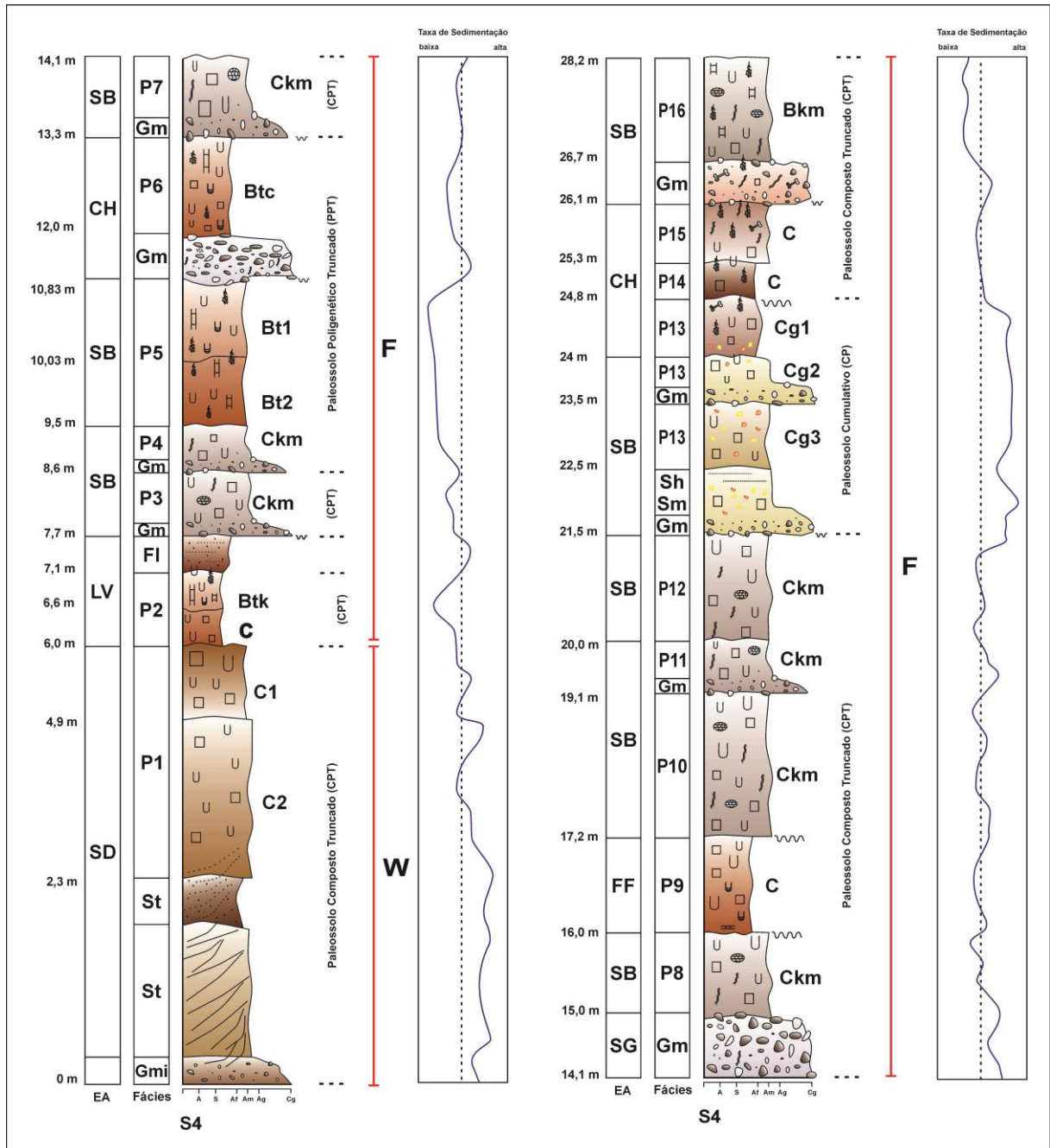


Figura 107. Colunas representativas da Seção S4 (centro-oeste do Triângulo Mineiro). À esquerda da coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição.

A Seção S9 (oeste do Estado de São Paulo) evoluiu a partir de 3 ciclos pedossedimentares (Figura 109). No primeiro ciclo (P1) os processos erosivos não permitiram a preservação de paleossolos com horizonte B no registro sedimentar. O segundo ciclo foi caracterizado por depósitos de canais (CH) parcialmente pedogeneizado e com algumas feições sedimentares preservadas. O terceiro ciclo (P3) caracterizou-se pelo desenvolvimento

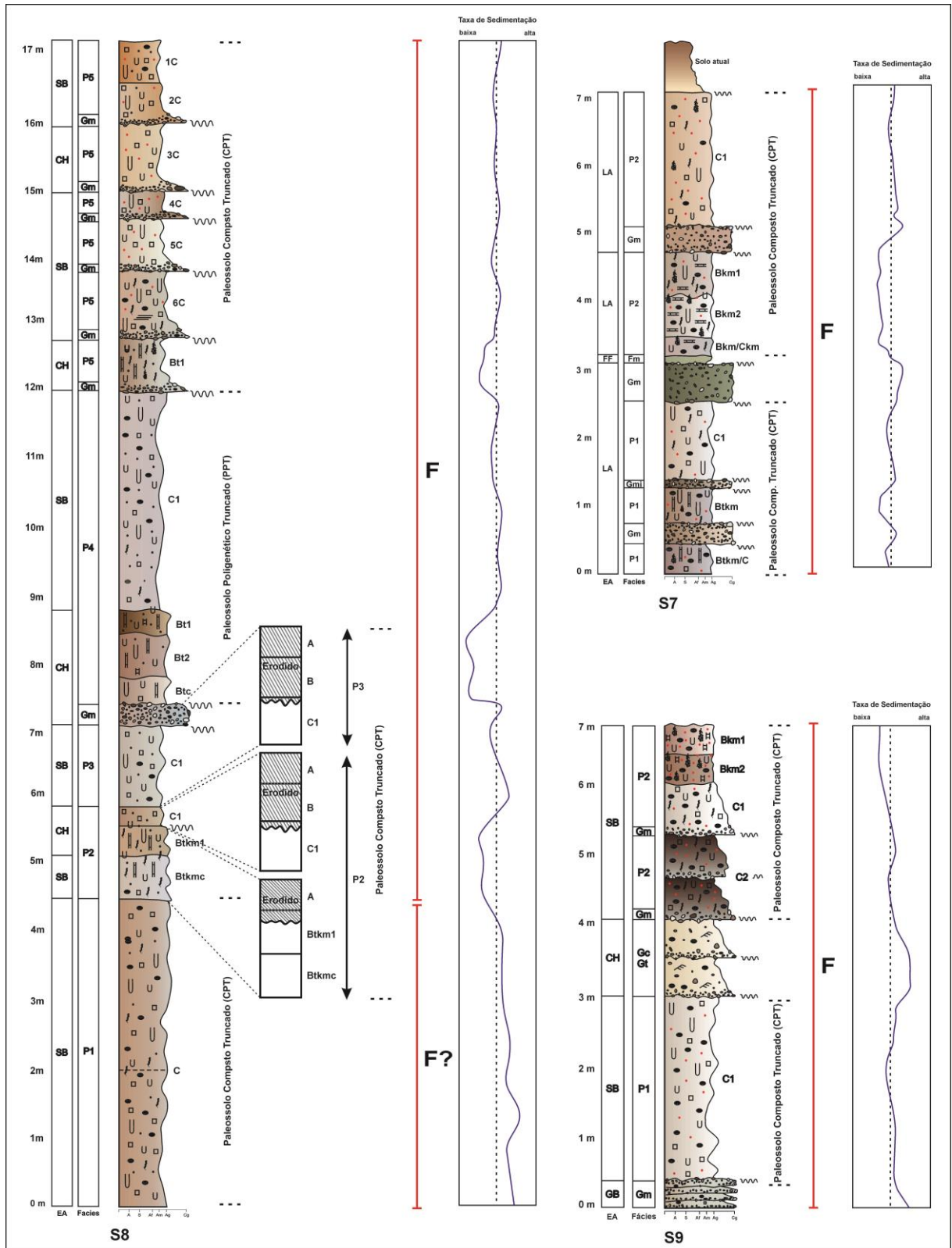


Figura 109. Colunas representativas das Seções S7, S8 e S9 (oeste do Estado de São Paulo). À esquerda de cada coluna estão representados verticalmente o conjunto de litofácies e paleossolos, e elementos arquitetônicos. À direita estão representados o tipo de paleossolo (composto, poligenético ou cumulativo) com modelo de evolução pedosedimentar dos perfis P2 e P3 (S8), os sistemas deposicionais (F para sistema fluvial e W para sistema eólico) e a variação qualitativa das taxas de sedimentação. A determinação das taxas de sedimentação se baseou em Wright (1992), e considera o tipo genético de paleossolo (composto, poligenético e cumulativo) e intensidade da deposição.

No Maastrichtiano da Bacia Bauru, os paleossolos se desenvolveram a partir de depósitos fluviais de rios entrelaçados, em condições climáticas predominantemente semiáridas, com taxas de sedimentação variando entre mais baixas (indicada pelos paleossolos poligenéticos) e mais altas (apontada pelos paleossolos compostos) em vários pontos da Formação Marília (Figuras 105, 106, 107, 108 e 109). Segundo Wright (1992) e Kraus (1999), paleossolos compostos se desenvolvem em posições proximais, enquanto os poligenéticos se formam mais próximos ao dique, onde as taxas de deposição são mais rápidas e episódicas, havendo avanço maior da pedogênese (Figura 110).

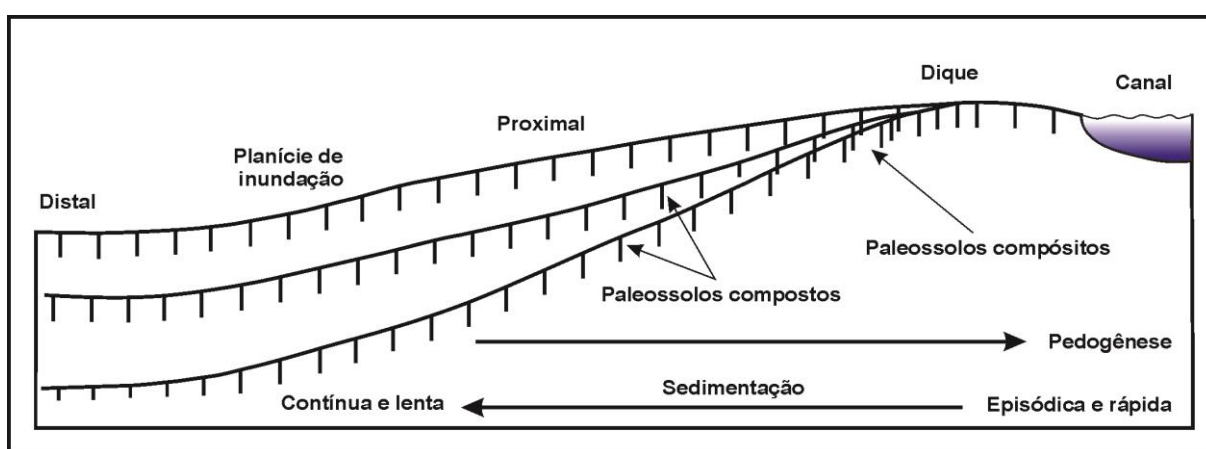


Figura 110. Esquema mostrando as relações entre a formação de paleossolo e sua posição na paisagem.
Fonte: adaptado de Wright (1992) e Kraus (1999).

Os processos pedogênicos se desenvolveram nos momentos de não-erosão e não-deposição da Formação Marília, em períodos de maior estabilidade na superfície, com duração relativa de até 201.492 anos para a formação de paleossolo com horizonte Bt (Tabelas 59 e 60). Birkeland (1999) ressalta, no entanto, que pedotipos similares podem levar mais tempo para se desenvolver em ambientes mais secos do que nos mais úmidos (BIRKELAND, 1999).

Modelos de evolução pedossedimentar foram propostos para o desenvolvimento dos paleossolos compostos e poligenéticos das Seções S8 e S9 da Formação Marília (Figuras 111 e 112). Esses modelos levaram em consideração as feições de erosão (truncamento) nos perfis, a interpretação desses como sendo compostos ou poligenéticos e a visão de perfis completos (com horizontes A, B e C) dos solos atuais.

No modelo da Seção S8, o desenvolvimento dos horizontes Btk e Bt levaram aproximadamente 542.117 anos para se formarem, se baseado nas taxas de tempo relativo de formação desses horizontes (Tabela 60) e desconsiderando o tempo referente aos onze ciclos

No modelo da Seção S9 (Figura 112), o tempo para o desenvolvimento dos horizontes Bkm foi relativamente menor, compreendendo aproximadamente 19.458 anos (Tabela 59) se desprezado também o tempo referente aos ciclos deposicionais e erosivos.

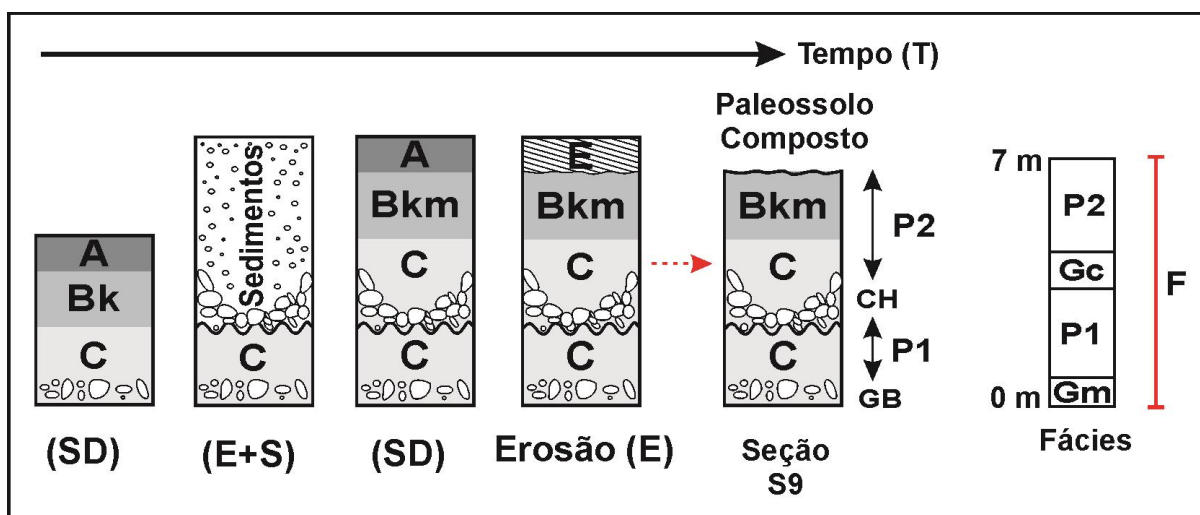


Figura 112. Modelo pedosedimentar representativo da Seção S9 com desenvolvimento de paleossolos compostos, indicação do tipo de sistema deposicional e a associação de fâcies.

Esses modelos (Figuras 111 e 112) se aplicam aos perfis das outras Seções (S4, S5, S6, S7, S10 e S11), guardadas suas devidas proporções, visto que esses paleossolos (com exceção de um perfil da Seção S4) também foram interpretados como sendo compostos e poligenéticos.

Modelos semelhante foram anteriormente aplicados por Horiuchi et al. (2009) em paleossolos da Formação Shiohama (Cretáceo Inferior) no Japão, correspondentes a abundantes calcretes com perfis composto e complexos (poligenéticos). O processo complexo tem menos quantidade de sedimentos e as superfícies erosivas originais são modificadas pela subsequente pedogênese (HORIUCHI et al., 2009).

Considerando a complexa relação entre sedimentação e pedogênese, é possível afirmar que na Formação Marília os paleossolos com horizontes argílicos (Btk, Bt, Bss) e cálcicos (Bkm), desenvolvidos a partir de arenitos fluviais, evoluíram em processos predominantemente subsequentes aos depósitos, com processos erosivos posteriores.

Embora a maioria dos perfis tenha se desenvolvido em períodos intercalados entre depósitos e erosão, processos pedogênicos também ocorreram concomitantes aos ciclos sedimentares, caracterizando perfis poligenéticos.

Esses períodos de não-erosão e não-deposição, correspondentes aos processos pedogênicos, marcaram intervalos variados (Tabelas 59 e 60) de estabilidade topográfica e tectônica durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Dal'Bó & Basilici (2011), ao interpretarem a Formação Marília como depósitos de antigo lençol de areia eólica afirmaram que, alternados a tais eventos de sedimentação, ocorreram outros caracterizados por estabilidade da superfície morfológica e pedogênese dos corpos previamente depositados. Mudanças paleoclimáticas, que afetaram diretamente a disponibilidade hídrica do sistema, controlaram as diferentes fases de sedimentação eólica e desenvolvimento de solos (DAL'BÓ & BASILICI, 2011).

9.4. Implicações estratigráficas dos paleossolos da Formação Marília

Segundo Gerrard (1981), Catt (1990) e Kraus (1999) solos e paleossolos, além serem importantes marcadores de estabilidade da paisagem, representam períodos de não-deposição e fornecem informações sobre condições paleoambientais.

Na Formação Marília, os paleossolos compostos e compósitos (poligenéticos), com horizontes Btk e Bt, além de constituírem os perfis mais desenvolvidos, comprovados a partir das interpretações da macromorfologia, micromorfologia, mineralogia e geoquímica, apresentaram ciclos pedogênicos mais longos em termos cronológicos (Tabelas 59 e 60). Esses perfis, truncados em sua maioria, representaram os maiores intervalos de períodos de não-erosão, não-deposição, estabilidade topográfica e tectônica na evolução da paleopaisagem Maastrichtiana, com tempo mínimo de 46.188 anos (horizonte Bt1 do P4 da S8) e máximo de 201.492 anos (tempo estimado para o desenvolvimento do horizonte Bt2 do P6 da S6) (Tabela 60). Os paleossolos com horizonte Bt constituem exceção dentro do quadro representado por calcretes (horizonte Bk) da Formação Marília, indicando o estabelecimento de condições mais úmidas no cenário de clima semiárido do Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Uma das hipóteses que pode ser levantada é a possibilidade de considerar esses perfis como *proxies* estratigráficos marcadores do topo superior da Formação Marília, considerando-os como registros da transição do paleoclima semiárido do Mesozóico para paleoclimas mais úmidos que se instalaram no Cenozóico do Sudeste Brasileiro. Dentro desse contexto, os paleossolos com horizonte Bt da Formação Marília constituiriam paisagens de exceção dentro das condições paleoambientais do Maastrichtiano da Bacia Bauru.

Nesse sentido, os paleossolos podem ser importantes marcos estratigráficos, uma vez que representam momentos de parada na sedimentação, constituindo assim, o fechamento de ciclos deposicionais. Dessa forma, a integração entre fácies e paleossolos pode definir

sequências de alta frequência. Ciclos de alta frequência (5ª e 6ª ordens) são considerados por Della Favera (1984) como depósitos de eventos raros, como turbiditos, inunditos, sismitos e tempestitos. Os eventos instantâneos são formados em intervalos de tempo da ordem de horas e são separados por hiatos de dezenas a milhares de anos. Ciclos deposicionais de alta frequência, com duração de dezenas a milhares de anos (*sensu* MITCHUM *et al.*, 1977), podem ser definidos a partir da identificação de superfícies limítrofes em escala de afloramento, baseada na variação de fácies e níveis de paleossolos (KRAUS & ASLAN, 1993; ATCHLEY *et al.*, 2004).

Para o melhor entendimento e interpretação da distribuição espacial e temporal dos depósitos e paleossolos, foram realizadas associações de fácies, visando individualizar processos e ambientes de sedimentação nas seções das porções proximais, intermediárias e distais da Formação Marília.

9.4.1. Associações de fácies e sistemas fluviais distributivos

Fundamentado nas interpretações dos depósitos e paleossolos foi definido quatro tipo de associações de fácies (A, B, C, D), individualizando os ambientes de sedimentação das porções proximal, intermediária e distal da Formação Marília (Tabela 70).

Tabela 70. Síntese das características das associações entre fácies e paleossolos da Formação Marília

Associação entre Fácies e Paleossolos	Fácies e Paleossolos	Sistema Depositional	Zonas	Ambientes Depositionais	Ocorrência
Associação D	Gcm, Gmm, Gmi, Gmt, Gct, Sh, Sm, St, Pci	Fluvial Distributivo	Proximal a Intermediária	Fluvial Entrelaçado	Sudoeste de GO (Seções S1 e S2) e sudeste do Triângulo Mineiro (S11)
Associação C	Fl, Fm, Sh, Sm, St, Gcm, Gmt, Gmi, Gmm, Pc, Pf		Intermediária	Fluvial Entrelaçado	Centro-oeste (Seções S4 e S5) e sudeste (S10) do Triângulo Mineiro
Associação B	Fm, Sm, Gcm, Gct, Gmm, Gmi, Pcd, Pf		Intermediária a Distal	Fluvial Entrelaçado	Oeste do Estado de São Paulo (Seções S6, S7, S8, S9)
Associação A	St		Intermediária	Eólico	Centro-oeste do Triângulo Mineiro (Seções S3 e S4)

Pci: paleossolos cálcicos com desenvolvimento incipiente (horizonte Bk); Pc: paleossolos cálcicos com desenvolvimento moderado (horizonte Bk); Pcd: paleossolos cálcicos com desenvolvimento moderado a forte (horizonte Bk); Pf: paleossolos com feições argílicas (horizontes Btk, Bt, Bss).

A associação A corresponde a depósitos de arenito eólico com estratificações cruzadas de grande porte, preservados ou pouco pedogeneizados (Seção S3 e base da Seção S4), com ocorrência apenas no Triângulo Mineiro (Tabela 70).

A associação B compreende fácies de depósitos fluviais entrelaçados intensamente pedogeneizadas e paleossolos com horizontes cálcicos e argílicos bem desenvolvidos. Essa associação tem ocorrência em todo o este do Estado de São Paulo (Tabela 70).

Com ocorrência no centro-oeste e sudeste do Triângulo Mineiro, a associação C (Tabela 70) engloba fácies de depósitos fluviais entrelaçados parcialmente pedogeneizadas e paleossolos com horizontes cálcicos e argílicos moderadamente a bem desenvolvidos.

Abrangendo o sudoeste de Goiás e sudeste do Triângulo Mineiro, a associação D (Tabela 70) é constituída por fácies preservadas de depósitos de rios entrelaçados, em sua maioria, e perfis com paleossolos cálcicos com desenvolvimento incipiente.

Essas associações poderiam ser interpretadas com depósitos pedogeneizados proximais a distal de leque aluvial (Figuras 113 e 114), se considerado a distribuição das onze Seções e as representações das fácies nas colunas. Entretanto, advoga-se aqui para a interpretação dos depósitos da Formação Marília como sendo, em sua maioria, correspondentes a sistemas distributivos, dominados por rios entrelaçados em zonas proximais, medianas e distais (Tabela 70).

Segundo Riccomini et al. (2000) os depósitos proximais de rios entrelaçados geralmente são cascalhentos e dominados por litofácies de ortoconglomerados maciços ou grosseiramente estratificados. Os rios entrelaçados em posição intermediária podem incluir depósitos cíclicos granodecrescentes desenvolvidos em canais ativos e bem definidos, cuja carga de fundo é essencialmente constituída por areia e cascalho. As porções distais de sistemas fluviais entrelaçados correspondem a rios normalmente largos e rasos, sem diferenciação topográfica clara entre as porções ativas e inativas. Os depósitos raramente são cíclicos e correspondem predominantemente a barras arenosas ou ondas-de-areia, construindo litofácies de arenitos com estratificações cruzadas. Areias com laminações onduladas e siltes podem ocorrer no topo das barras (RICCOMINI et al., 2000). Através da análise de fácies e paleocorrentes Batezelli & Ladeira (2016) já haviam descrito e interpretado a Formação Marília como um sistema fluvial distributivo (megaleque).

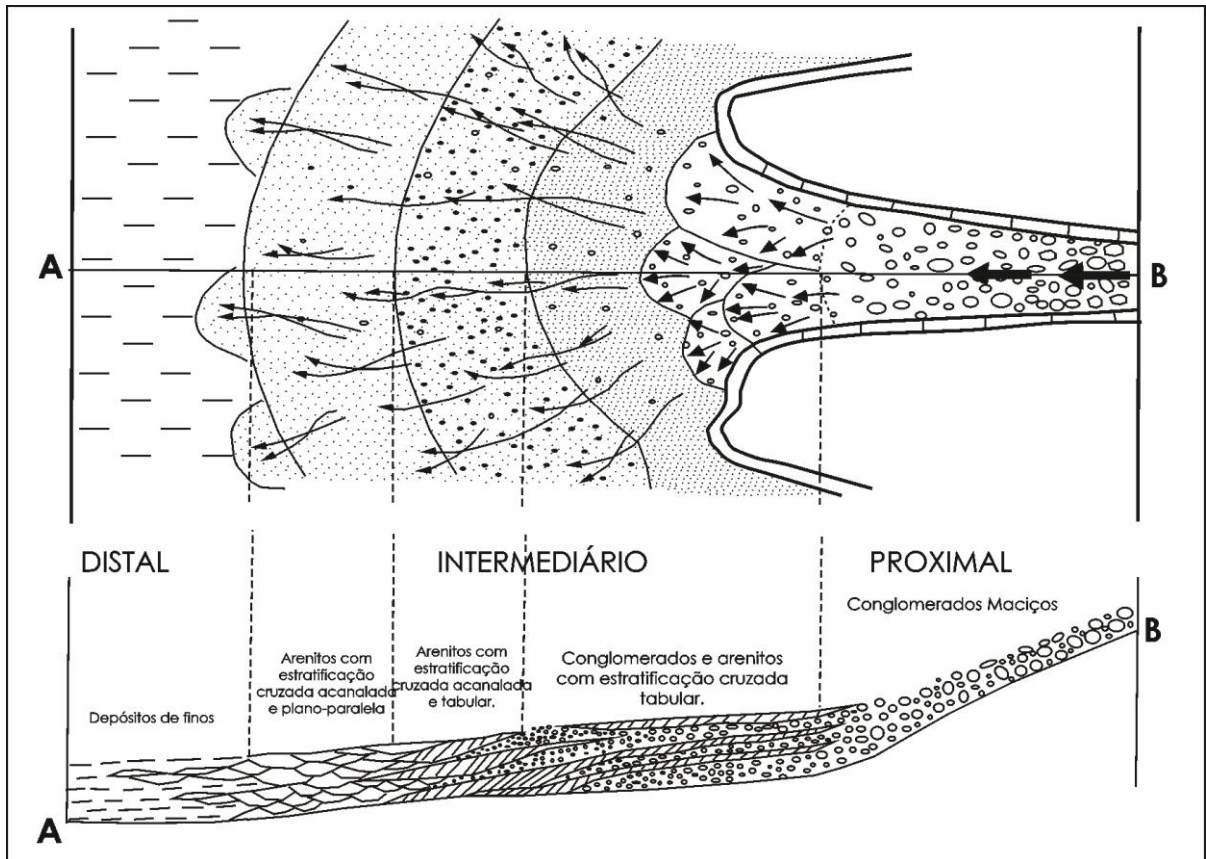


Figura 113. Visão em planta e perfil longitudinal idealizado de um sistema de leque aluvial.
Fonte: Batezelli (2003).

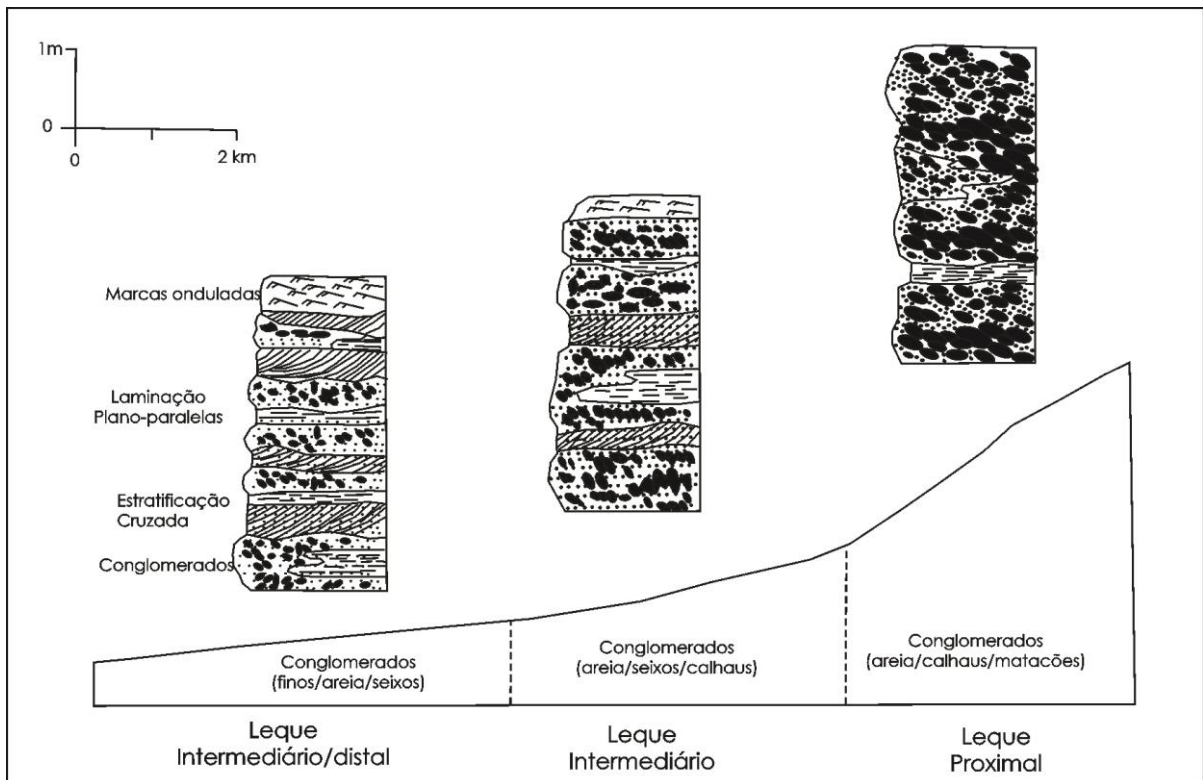


Figura 114. Diminuição do tamanho dos clastos de um leque, acompanhando a redução do gradiente.
Fonte: Galloway & Hobday (1983) e Batezelli (2003).

Riccomini et al. (2000) lembram que os processos associados a rios, denominados processos fluviais, enquadram-se, num sentido mais amplo, no conjunto de processos aluviais, que compreendem a erosão, transporte e sedimentação em leques aluviais, rios e leques deltaicos. Os leques aluviais são sistemas fluviais distributários espalhados por dispersão radial no assoalho de uma bacia a partir dos locais de saída de drenagens confinadas em regiões montanhosas (RICCOMINI et al., 2000).

Embora guardem semelhanças com sistemas de leque aluviais, os sistemas fluviais distributivos possuem algumas características peculiares que se distanciam de conceitos inerentes a leques ou megaleques, sobretudo com relação aos padrões de deposição em zonas proximais, medianas e distais.

Weissmann et al. (2010) demonstraram que sistemas deposicionais agradacionais, tanto em ambiente subaéreo quanto subaquoso (como leques aluviais, deltas e leques de águas profundas), são dominados por formas de caráter distributivo. Esses padrões são observados tanto em terra como no mar, e em experimentos com canais em estudos de sistemas sedimentares agradacionais (WEISSMAN et al., 2010). Em contraste, estudos de sistemas fluviais dos quais a maioria dos modelos de facies foram derivados (MIALL, 1996; BRIDGE, 2006) são de rios tributários estabelecidos em ambientes degradacionais que têm um potencial de preservação muito limitado (WEISSMAN et al., 2010). Para corrigir essa aparente discrepância, os autores analisaram as características dos sistemas fluviais agradacionais em mais de 700 bacias sedimentares continentais modernas. Em todas as bacias estudadas, o padrão deposicional predominante foi sistema fluvial distributivo (DFS). Weissmann et al. (2010) utilizaram o termo DFS, extensivamente caracterizado por Nichols & Fisher (2007), para descrever padrões de depósitos de canais e planícies de que irradiam para fora de um ápice localizado onde o rio adentra na bacia sedimentar. Esses padrões são comumente denominados de leques aluviais, leques fluviais e megaleques na literatura (WEISSMAN et al., 2010). Hartley et al. (2010) ressaltam que redes de canais distributivos são feições geomorfológicas comuns de sistemas aluviais dentro e adjacentes à áreas montanhosas, na forma de leques aluviais, leques fluviais ou megaleques. Neste contexto, os rios são confinados na porção alta do vale e tornam-se desconfinados na bacia sedimentar, depositando uma cunha sedimentar devido à diminuição da competência e capacidade do fluxo de corrente. A revisão de mais de 700 bacias sedimentares continentais demonstrou que paisagens de deposição fluvial são dominadas por sistemas distributivos em escala de bacia (WEISSMAN et al., 2010). Todavia, Weissmann et al. (2010) afirmaram que depósitos de canais são presentes em diversas porções do sistema.

Sistemas fluviais distributivos são compostos por depósitos de canais e depósitos de transbordamento de canais que variam na abundância relativa quando se compara a porções proximais e distais do sistema (NICHOLS & FISHER, 2007). O ápice do sistema fluvial distributivo coincide com o ponto ao longo da margem da bacia onde o fluxo de drenagem flui para o interior dessa. A mudança de gradiente rumo ao interior da bacia causa a deposição de sedimentos. Nichols & Fisher (2007) descreveram e interpretaram depósitos em posições proximais, medianas e distais de sistemas com rios distributários.

O fluxo nos canais de rios na área proximal é do tipo carga de fundo, e pode depositar sedimentos arenosos ou com seixos. Depósitos com fácies areníticas ou conglomeráticas com clastos imbricados, estratificações cruzadas e preservação de estruturas em barras (*bar forms*), em posição proximal de sistemas distributivos, indicam que eles foram depositados por rios entrelaçados próximos da margem da bacia (COLLINSON, 1996; NICHOLS & FISHER, 2007). A área proximal do sistema também pode ser dominada por planície de rios entrelaçados (NICHOLS & FISHER, 2007). A ausência ou limitação da preservação de fácies de transbordamentos (*overbank*) de canais na área proximal demonstra que ocorreu alta taxa de mobilidade dos canais de rios por rápidas avulsões ou migração para posições diferentes.

A transição da zona proximal para a mediana é marcada por acréscimo na proporção de fácies de overbank preservadas e diminuição no tamanho dos clastos de fácies de preenchimento de canais (NICHOLS & FISHER, 2007).

A zona distal atinge os elementos mais distintivos dos sistemas fluviais distributivos (NICHOLS & FISHER, 2007). Essa zona é caracterizada por alta proporção de fácies de planícies de inundação, com depósitos de preenchimento de canais compostos por um pequeno percentual de estratificações. No entanto, Stanistreet & McCarthy (1993) afirmaram que uma das principais características da zona distal consiste na forma de corpos de areia, compostos por fácies de lençóis de areia, em detrimento das fácies de preenchimento de canal.

Quanto ao padrão distributário, Nichols & Fisher (2007) ressaltaram que a característica desses sistemas fluviais reside no padrão do fluxo indicado por paleocorrentes com distribuição radial.

Os sistemas fluviais distributivos podem se desenvolver somente em bacias relativamente quentes e de clima seco (NICHOLS & FISHER, 2007). A extensão do sistema pode ser determinada pela área da bacia e o balanço entre o suprimento e perda de água, ou seja, pela relação entre evaporação e infiltração. A espessura das sucessões sedimentares deve ser limitada pelo espaço de acomodação da bacia abaixo do ponto de transbordamento, o nível em que a água flui para fora da bacia. No modelo apresentado por Nichols & Fisher (2007)

um suprimento moderado de água é requerido para estabelecer e manter os rios do sistema distributivo. Quando isto não ocorre os depósitos subaquosos restringem-se somente a pequenos leques aluviais na margem da bacia, onde a deposição processa-se por fluxo de detritos ou inundações laminares e os sedimentos em suspensão em geral permanecem em corpos de água temporários. Esses corpos d'água podem ser considerados transicionais a lagos efêmeros, dependendo da perspectiva da distinção entre uma lagoa de água temporária derivada de uma planície aluvial inundada e um lago efêmero (SCHEMIKO, 2013). Por outro lado, um excesso no suprimento de água a uma bacia propiciaria a formação de um lago e o sistema fluvial alimentaria um sistema de leques deltaicos.

Segundo Hartley et al. (2010) grandes sistemas fluviais distributivos (DFS) ocorrem em todos os regimes climáticos e tectônicos. Entretanto, embora o clima e a tectônica sejam importantes fatores, esses não controlam globalmente o desenvolvimento desses sistemas (DFS). Cada fator, entretanto, é importante, principalmente no controle do tipo de forma (Figura 115) e no comprimento do DFS (HARTLEY et al., 2010). Um fator chave no desenvolvimento de DFS é a diminuição do confinamento em vales e a capacidade do sistema se espalhar lateralmente.

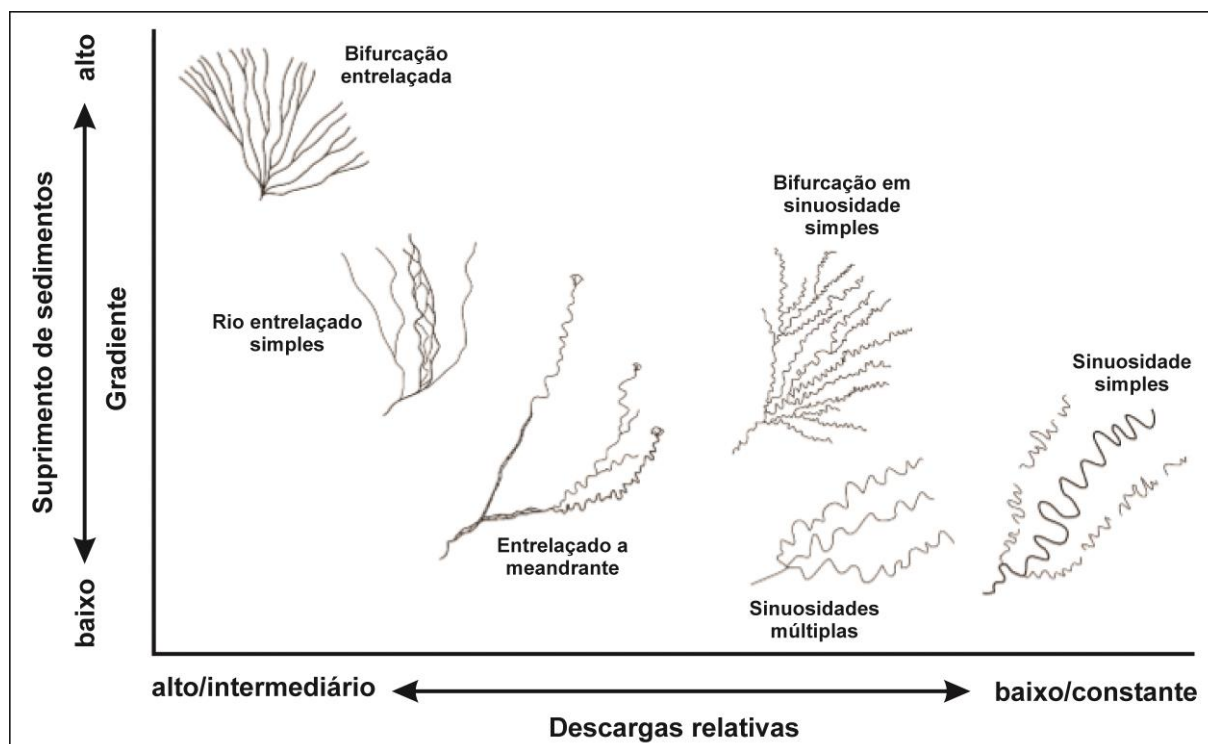


Figura 115. Ilustração esquemática do continuum de tipos de formas (DFS) em relação ao gradiente e descarga relativa. Note-se que essas relações são generalizadas e que fatores inerentes a DFSs individuais, em particular hidrologia de bacias, podem afetar essa relação geral.

Fonte: Hartley et al. (2010).

Em sistema fluvial distributivo de ambiente de grande extensão intracontinental (Okavango, Botswana), Hartley et al. (2013) demonstraram uma tendência para o desenvolvimento de solos hidromórficos em posições distais, mas também uma justaposição de solos mais drenados e solos formados por processos evaporativos além da margem terminal do sistema. Para Hartley et al. (2013) os principais controles no desenvolvimento de solo em sistemas fluviais distributivos (DFS) incluem a proximidade de cinturões de canais ativos, mudanças regionais a jusante na disponibilidade de umidade (associada a uma diminuição no tamanho do grão e permeabilidade do substrato) e incisão no ápice do sistema. A maioria dos solos desenvolvidos em DFS é representada por *Inceptisols* e *Entisols*, porque a mudança (migração) de canal não permite o desenvolvimento de solos maduros (HARTLEY et al., 2013). A hipótese é que os solos mais maduros podem se desenvolver em direção às partes distais de grandes DFS, onde o tempo disponível para o desenvolvimento de solos é maior do que em áreas mais proximais. No entanto, onde a incisão ocorre na área ápice do DFS, solos maduros podem se desenvolver em superfícies de interflúvios (HARTLEY et al., 2013). De forma generalizada, os autores associaram a formação de *Entisols/Inceptisols* na porção proximal, o desenvolvimento de *Mollisols/Inceptisols* na zona mediana e de *Inceptisols (Gleysols)* e *Alfisols (Gleysols)* na zona distal.

A distribuição e a maturidade dos pedotipos relacionados com as associações de fácies das Seções (Tabela 70) imprimem aos depósitos da Formação Marília características semelhantes às porções proximais, medianas e distais de sistema fluvial distributivo (Figura 116). Nessa ótica de interpretação a Formação Marília corresponde a trato de sistemas deposicionais distributivos de clima semiárido, dominados por depósitos de planície de inundação e de rios entrelaçados em zonas proximais a distais, e depósitos eólicos limitados na porção intermediária e compreendidos por dunas *sand sea* isoladas. Esses depósitos foram posteriormente pedogeneizados, em ciclos subsequentes e concomitantes de sedimentação e pedogênese. Schemiko (2013) interpretou a sedimentação do Membro Morro Pelado (Permiano Superior da Bacia do Paraná) como tendo sido depositada por sistemas fluviais distributários, pontuados também por depósitos eólicos, em ambiente de clima semiárido.

A interpretação para os sistemas deposicionais da Formação Marília diverge das conclusões realizadas por Dal'Bó (2008, 2011), Vilela (2010) e Dal'Bó & Basilici (2011) e corrobora parcialmente as interpretações feitas por Santos et al. (1994), Ribeiro (1997), Capilla (2002), Batezelli (2003, 2010, 2015), Batezelli et al. (2007), Galhardo (2015), Basilici et al. (2016) e Batezelli & Ladeira (2016).

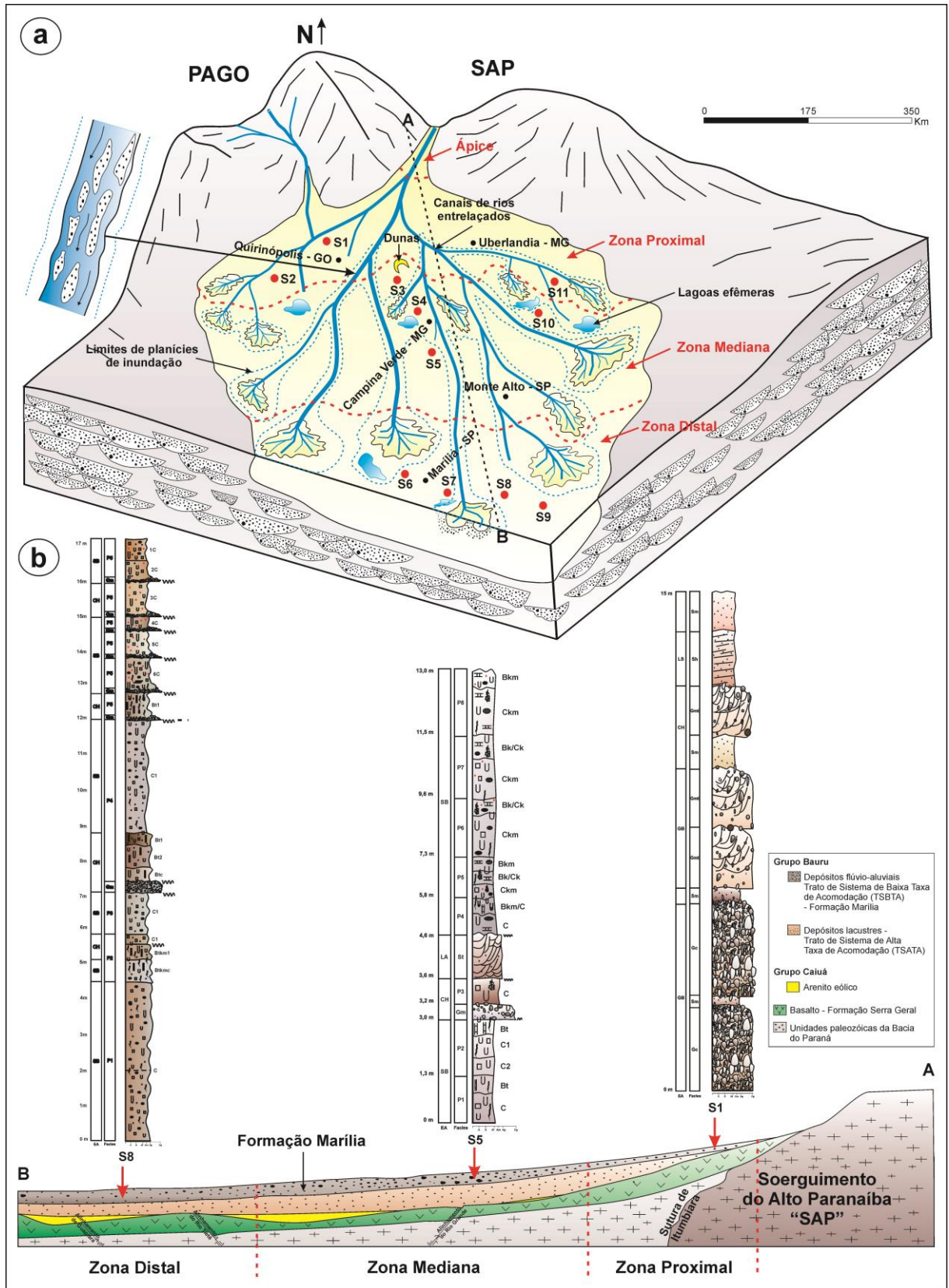


Figura 116. Modelo de ambiente deposicional, dominado por sistema fluvial distributivo com rios entrelaçados, proposto para a Formação Marília. O padrão de sistema fluvial distributivo (DFS) foi baseado em Nichols & Fisher (2007). a) Distribuição das Seções (S1 a S11) nas zonas proximal, media e distal de DFS na Formação Marília. A distribuição da rede de drenagem, vindas do N (Província Alcalina de Goiás – PAGO) e de NE (Soerguimento do Alto Paranaíba – SP), se baseou nos dados de paleocorrentes. b) Corte relativamente paralelo ao curso dos canais, mostrando o gradiente topográfico e Seção (S1, S5 e S8) representando cada zona do DFS.

Entretanto, na interpretação, supracitada, apresentada por Basilici et al. (2016) não é possível uma discussão mais aprofundada porque o trabalho dos autores, além de restrito a uma única seção de 4 metros na cidade de Echaporã (SP), apresenta muitas inconsistências. Um dos principais problemas apontado no estudo de Basilici et al. (2016) está relacionado à proposta de pedotipo, constituída do topo para a base por horizonte A, Bw, Btk, e C. Como os solos evoluem do topo para a base, torna-se impossível, empiricamente, que um horizonte Bw (menos evoluído) possa estar sobre um horizonte Btk (mais evoluído) (BUOL et al., 1997; BIRKELAND, 1999; SCHAETZL & ANDERSON, 2005).

9.4.2. Arquitetura deposicional

Como a Bacia Bauru caracteriza-se como uma bacia interior, distante da linha de costa, a eustasia não exerce função direta na sua evolução. Nesse sentido, não faz sentido a aplicação de trato de sistemas e modelos estratigráficos convencionais (LST, TST e HST) para a construção da arquitetura deposicional, ainda que considerem os paleossolos. Modelos de arquitetura aluvial, mesmo aqueles que consideram o papel dos paleossolos, como os modelos de Wright & Marriott (1993) ou Shanley & McCabe (1994), também se tornam inviáveis de serem aplicados na Formação Marília, uma vez que utilizam os tratos de sistemas tradicionais (LST, TST, HST).

Na Bacia Bauru e na Formação Marília em que os fatores tectônicos e climáticos exercem papel preponderante na geração de espaço de acomodação e suprimento sedimentar, os limites de sequências e as variações de estilos deposicionais podem ser interpretados como resultantes de modificações do nível de base estratigráfico e, portanto, do espaço de acomodação. Nesse sentido, modelo de trato de sistema deposicionais como o modelo de estratigrafia de sequência em sistemas fluviais de Currie (1997), de Martinsen et al. (1999) e de Catuneanu (2006) podem ser aplicados. Enquanto o modelo de Currie (1997) trabalha com trato de sistema degradacional, transicional e agradacional, os modelos de Martinsen et al. (1999) e de Catuneanu (2006) operam com apenas dois tratos de sistemas: trato de baixa taxa de acomodação (*low-accommodation system tract*) e trato de alta taxa de acomodação (*high-accommodation system tract*) e consideram que a variação do nível de base controla a acomodação. Catuneanu (2006) aponta o predomínio de paleossolos bem desenvolvidos, múltiplos e compostos, em tratos de sistema de baixa taxa de acomodação (Tabela 71). A Formação Marília foi definida por Batezelli et al. (2007) e Batezelli (2010, 2015) como correspondente a trato de sistema de baixa taxa de acomodação da Bacia Bauru, constituída por depósitos aluviais amalgamados (*sheets*) em ambientes de clima árido a semiárido.

Segundo Batezelli & Ladeira (2016) o Cretáceo Superior da Bacia Bauru foi marcado por uma fase inicial de alta taxa de acomodação, precedido por trato de sistema de baixa acomodação. A atividade tectônica nas bordas norte e nordeste da Bacia Bauru, durante o Maastrichtiano, além de fornecer sedimentos, produziu a Inconformidade K1A, com a Sequência 2B (Formação Marília) (BATEZELLI, 2015). Essa Sequência é constituída por um complexo de canais amalgamados, multiepisódicos e multilaterais, intercalado por paleossolos e depósitos eólicos, apresentando uma elevada relação areia/lama e empilhamento de progradação (*Alluvial Systems Tract*). Na fase inicial, suas características indicam queda abrupta no espaço de acomodação. A estabilização da relação A/S ocorreu à medida que o espaço de acomodação subaéreo aumentou, porém o aumento no suprimento de sedimentos foi responsável pela acumulação dos depósitos aluviais distribuídos na baixa acomodação. Durante esse estágio evolutivo, o clima árido a semiárido foi atestado por depósitos aluviais dominados por rios entrelaçados, retrabalhamento eólico, carbonatos pedogênicos e paleossolos com paligorskita (BATEZELLI, 2015).

Tabela 71. Critérios utilizados para diferenciar tratos de baixa e alta acomodação em contexto de estratigrafia de sequência em sistemas fluviais.

Critérios	Cenários	
	Tratos de Baixa Acomodação	Tratos de Alta Acomodação
Limites de sequências	Múltiplo, estreitamente espaçadas	Raros, amplamente espaçadas
Vales incisos	Múltiplos e compostos	Raros
Seções estratigráficas	Depósitos finos, HST (Tratos de sistema alto) comumente ausentes	Grossas, com deposições em todos os tratos de sistemas
Canais de corpos arenosos	Mais amalgamados, potencialmente isolados próximos à MFS (Superfície de Inundação Máxima)	Amalgamados próximos de SB (elemento SB), isolados perto de MFS
Finos de planícies	Raros, potencialmente presentes próximos a MFS	Comuns e abundantes
Depósitos de marés	Mais abundantes próximos a MFS	Mais abundantes próximos a MFS
Topografia subjacente	Controle elevado	Controle fraco
Acúmulo de carvões	Comumente ausente; composto quando presentes	Abundante, mais espessas e mais simples
Paleossolos	Bem desenvolvido, múltiplos e compostos	Delgados e amplamente espaçados, mais ricos em matéria orgânica

Fonte: Catuneanu (2006).

Nesse contexto, a Formação Marília corresponderia, então, a depósitos aluviais de baixa acomodação, dominados por rios entrelaçados (BATEZELLI, 2015; BATEZELLI & LADEIRA, 2016). O padrão de empilhamento progradacional (indicando rejuvenescimento da área-fonte), baixa porcentagem de depósitos de grãos finos, canais amalgamados e maior desenvolvimento de paleossolos são características de acomodação baixa (OLSEN et al.,

1995; DAHLE et al., 1997; MARTINSEN et al., 1999; ARNOTT et al., 2002; RAMAEKERS & CATUNEANU, 2004; CATUNEANU & SWEET, 2005; CATUNEANU, 2006). Nesse sentido, Batezelli (2015) caracterizou a Formação Marília como um megaleque dominado por rios entrelaçados, enquanto que Batezelli & Ladeira (2016) utilizam o termo DFS, que são sinônimos. Para Batezelli & Ladeira (2016) a Formação Marília corresponde a depósitos de sistema fluvial distributivo (DFS).

Retomando a discussão dos modelos de arquitetura para bacias distantes da linha de costa, tanto os modelos propostos por Currie (1997) e Martinsen et al. (1999) tanto o sugerido por Catuneanu (2006) são passíveis de aplicação na Bacia Bauru.

No entanto, para a presente tese, optou-se pelo modelo de arquitetura aluvial de Heller & Paola (1996) e Kraus (2002), por apresentarem similaridade com o contexto evolutivo da Bacia Bauru e por considerarem o papel desempenhado pelos paleossolos na evolução da bacia. O modelo apresentado por Heller & Paola (1996) relaciona a variável frequência de avulsão com a variável taxa de acúmulo de sedimentos (Figura 128). O modelo proposto por Kraus (2002), a partir de adaptações ao modelo de Heller & Paola (1996), mostrou como paleossolos de planícies de inundação variam em relação à subsidência de bacia, avulsão (migração lateral de canais) e taxa de acúmulo de sedimentos.

O modelo de arquitetura aluvial proposto por Kraus (2002), a exemplo do modelo sugerido por Heller & Paola (1996), também considera três situações (A, B e C) na relação entre frequência de avulsão e taxa de acúmulo de sedimento (Figura 117), assumindo sempre um aumento na taxa de deposição da base em direção ao topo. Porém, o modelo apontado por Kraus (2002) inclui mais uma variável, os paleossolos (considerando a espessura e grau de desenvolvimento dos perfis), e enfatiza os depósitos de grãos finos ao invés dos corpos de arenito. O modelo proposto por Kraus (2002) considera uma seção fluvial onde as taxas de acumulação aumentaram duas vezes (os dois terços superiores da seção é duas vezes mais espessa do que o terço inferior). Nas três situações há a formação de paleossolos moderadamente sobre os fortemente desenvolvidos, com graus variados de espessura dos perfis (KRAUS, 2002).

Na situação A ($b=1$), a frequência de avulsão muda linearmente com a taxa de acumulação (Figura 118). Se a frequência de avulsão muda linearmente com a taxa de acumulação de sedimento, os corpos de arenito não demonstram mudança nas interligações ou espaçamento em resposta a um aumento na taxa de acumulação ao longo do tempo. A proporção de depósitos de grãos finos para arenito também permanece inalterada (HELLER & PAOLA, 1996). Nesse sentido, a sedimentação é o principal fator que influencia a

pedogênese, uma vez que a frequência de avulsão é diretamente proporcional com o aumento da sedimentação. Os corpos de arenito (canais) são constantes com o tempo e se distanciam também de maneira constante. Como a parte superior da seção (modelo) é duas vezes mais espessa que a parte inferior, ocorreu o dobro de avulsões à medida que foi depositado. Os perfis de paleossolos da parte superior do modelo são duas vezes mais (6 na parte superior e 3 na inferior), porém menos desenvolvidos do que aqueles da parte inferior (KRAUS, 2002), apresentando espessura média.

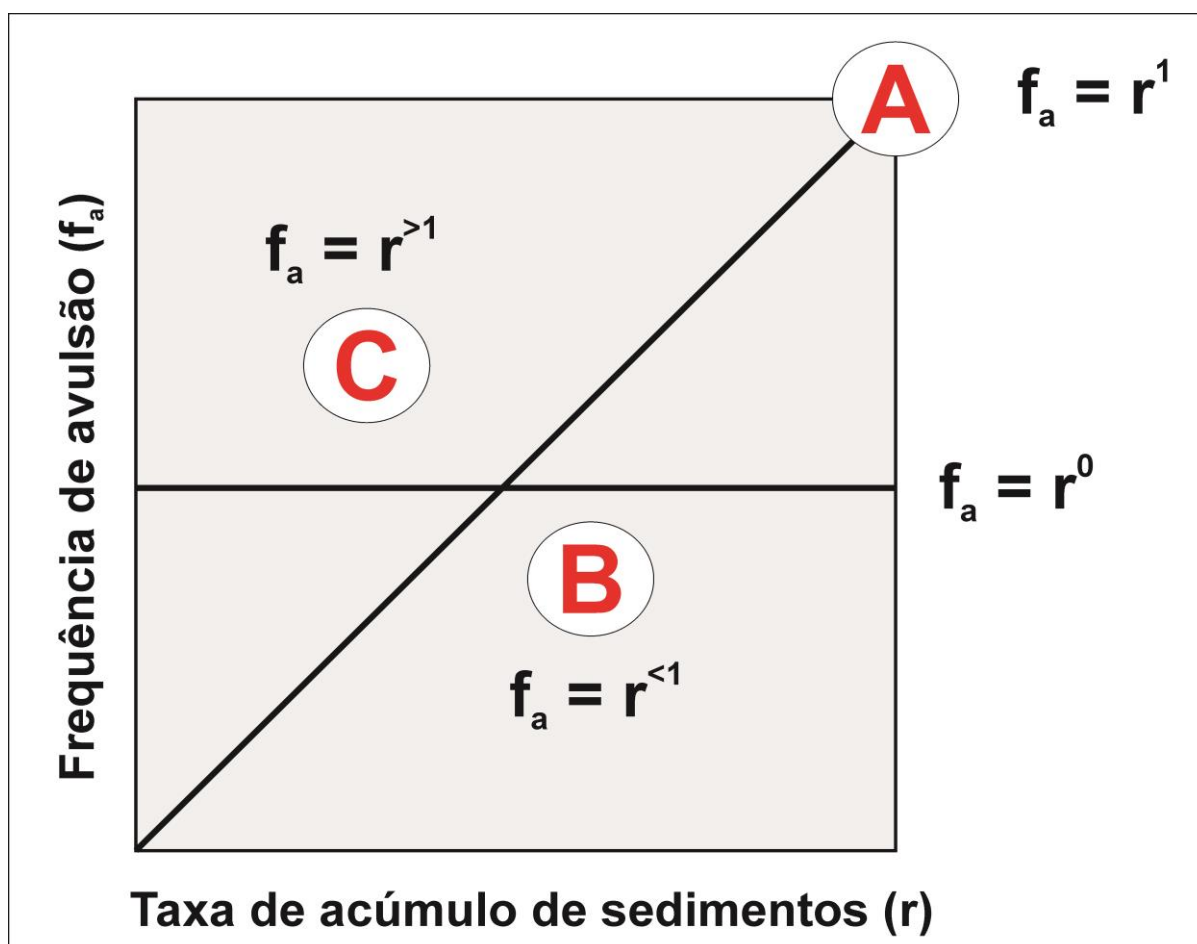


Figura 117. Possibilidades de relação entre taxa de sedimentação e frequência de avulsão. Frequência de avulsão é proporcional a r^b , onde r é a taxa de sedimentação e b é o fator exponencial que varia de 0 a 1.

Fonte: Heller & Paola (1996).

A situação B ($b < 1$) é marcada por uma frequência de avulsão efetivamente constante, não mudando com o aumento da taxa de sedimento (Figura 118). O número de corpos arenosos diminui da base para o topo do modelo, com o passar do tempo, enquanto o número de paleossolos permanece constante tanto na parte inferior quanto superior do modelo (KRAUS, 2002). Os paleossolos da parte superior (que foi depositada mais rapidamente) são

mais espessos e mais fracamente desenvolvidos (porque as taxas de acumulação rápidas resultaram na deposição de sedimento de grãos mais finos entre as avulsões).

Na situação C ($b > 1$) a frequência da avulsão aumenta mais rapidamente do que a taxa de acumulação de sedimentos (Figura 118). Os corpos de arenito (canais) aumentam com o tempo, da parte inferior para a parte superior do modelo. O número de paleossolos na parte inferior do modelo (3) é menos que a metade dos perfis da parte superior (7), considerando as linhas de tempo (KRAUS, 2002). Os paleossolos da parte superior do modelo são mais finos porque com avulsões mais frequentes, menos sedimentos de grãos finos são depositados na planície de inundação, entre sucessivos depósitos de avulsão. Os espaços entre os paleossolos se tornam mais denso à medida que aumenta a taxa de acumulação.

Segundo Kraus (2002), o estudo da espessura e grau de desenvolvimento dos paleossolos, juntamente com a análise da espessura e do caráter múltiplo dos corpos de arenito, deve proporcionar uma compreensão mais clara dos fatores que influenciaram a arquitetura estratigráfica em uma bacia aluvial particular.

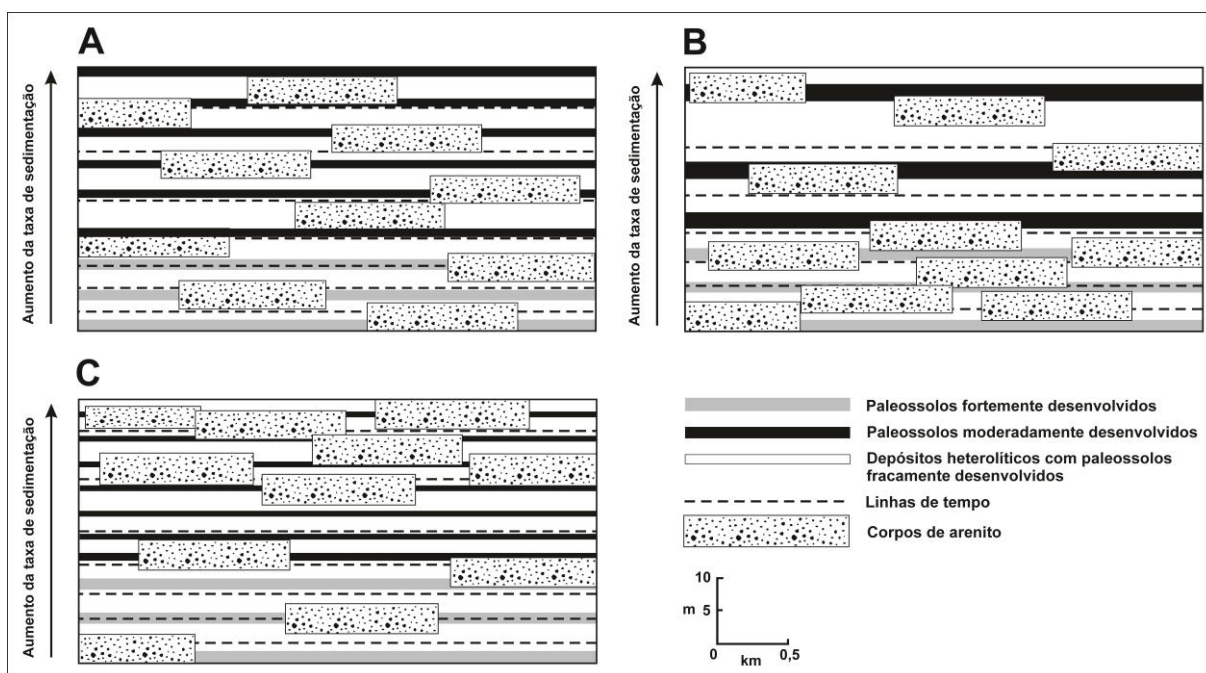


Figura 118. Três modelos (A, B e C) que prevêem espessuras de paleossolos, graus de desenvolvimento, espaçamento e números para diferentes relações entre frequência de avulsão e taxa de acumulação de sedimentos.

Fonte: Kraus (2002).

Convém lembrar que em sistemas aluviais o nível de base constitui o principal controlador da sedimentação em depósitos fluviais, fazendo com que a variação do seu nível comande a acomodação (HOLZ, 2012). Miall (1996) ressalta o papel da tectônica como o principal fator controlador do nível de base e, conseqüentemente, da sedimentação fluvial.

Wright (1992) ressaltou que a relação entre a taxa de avulsão e maturidade de paleossolos é inversamente proporcional. O grau de maturidade em paleossolos aumenta quando esses não são influenciados ou estão distantes de canais em processo de avulsão (Figura 119). Currie (1997) destacou também que as taxas de acúmulo sedimentar são inversamente proporcionais à maturidade dos paleossolos. Salienta-se aqui que essa relação tem implicações importantes na arquitetura de depósitos aluviais, afetando a distribuição e configuração das planícies de inundação e a distribuição dos paleossolos.

Pierini (2007) comentou que quando o canal abandona sua posição atual na planície de inundação, interrompe a sedimentação naquela porção onde ocorria a erosão fluvial por um período de 10^3 anos, que é a periodicidade da avulsão segundo Bridge & Leeder (1979). Nesse contexto podem ser formados dois tipos de paleossolos: (1) paleossolos cumulativos, bem desenvolvidos, que se formam nos depósitos de planície de inundação e (2) paleossolos compostos ou cumulativos pouco desenvolvidos e observados nos depósitos de avulsão (KRAUS & GWINN, 1997; PIERINI, 2007).

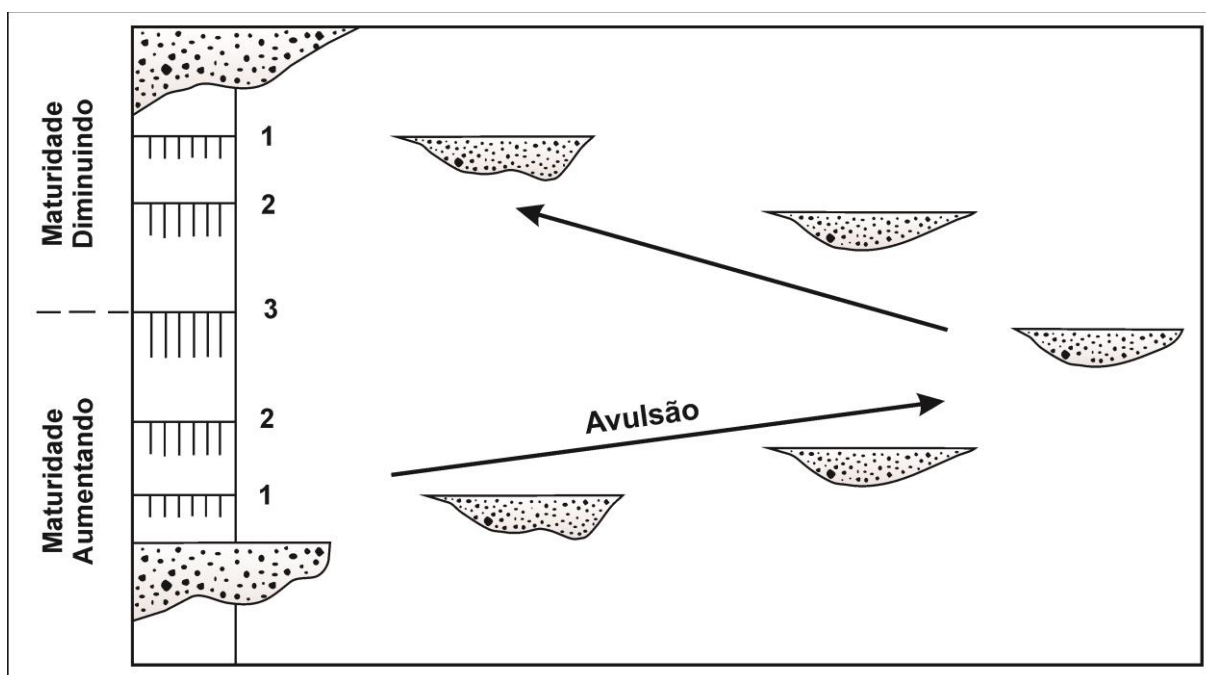


Figura 119. Mudanças de maturidade na sequência de perfis de solos como reflexos das relações de pedofácies durante sucessivos eventos de avulsão de canais. Os valores 1-3 representam aumentos nos graus de maturidade dos solos.

Fonte: Wright (1992).

Heller & Paola (1996) comentaram sobre processos de avulsão local e regional em ambientes com sistemas de rios tributários e distributários (semelhantes à megaleques). Quanto ao fenômeno de avulsão regional, quando quaisquer efeitos de avulsão a montante dos canais estendem-se a jusante, Heller & Paola (1996) comentam que nesse caso, se avulsões ocorrem apenas na parte proximal de uma bacia, o número de avulsões é constante em todos os lugares na parte baixa do vale. Nesse sentido, não há aumento ou diminuição no número de avulsões a jusante e a frequência de avulsão é controlada por taxas de acumulação de sedimentos nas extremidades a montante da bacia, e não por taxas de sedimentação local. Heller & Paola (1996) comentam que o tipo e a geometria da rede de drenagem desempenham um papel importante na ocorrência de avulsões regionais ou locais. Se uma avulsão ocorre por causa da constante acumulação de sedimentos ao longo de toda a extensão do sistema fluvial, não há razão para que o fluxo volte ao seu curso anterior em qualquer lugar a jusante e somente avulsão regional ocorre (HELLER & PAOLA, 1996).

Quanto a avulsões em sistemas fluviais distributivos (Figura 120), Heller & Paola (1996) salientaram que avulsão regional é provavelmente facilitada em sistemas de fluxo distributivo (DFS), sendo comuns em leques aluviais e deltas, onde o curso d'água deixa seu canal e é capturado por diferentes canais distributários a jusante, de modo que o canal regional permanece abandonado.

Respalado nas premissas contidas nas informações supracitadas, depreende-se que o grau de maturidade em paleossolos é inversamente proporcional tanto à taxa de frequência de avulsão quanto ao aumento da taxa de acúmulo de sedimentos (WRIGHT, 1992; CURRIE, 1997). Outro fator a ser considerado é que avulsões regionais são mais comuns do que avulsões locais, em sistema fluvial distributivo (HELLER & PAOLA, 1996), modelo de sistema deposicional interpretado como sendo predominante na Formação Marília.

Nesse sentido, embasado nas proposições afirmadas nessa discussão, uma premissa conclusiva é que a Formação Marília desenvolveu-se a partir de tratos de baixa taxa de acomodação, em sistema fluvial distributivo dominado por rios entrelaçados e com retrabalhamento eólico, sob condições de clima semiárido, com avulsões predominantemente regionais controladas pela taxa de acúmulo de sedimentação. O padrão de canais fluviais amalgamados da Formação Marília é reflexo de pouco espaço de acomodação nessa fase da Bacia Bauru. Muito espaço de acomodação resulta em planícies de inundação com canais fluviais isolados (CATUNEANU, 2006; HOLZ, 2012). Miall (1996) destacou que a estratigrafia das planícies de inundações em rios entrelaçados (*braided*) com leitos

cascalhentos consiste de unidades amalgamadas de depósitos de canais cascalhentos intercalados com delgadas unidades finas de planície de inundação, com as litofácies Fl e Fm.

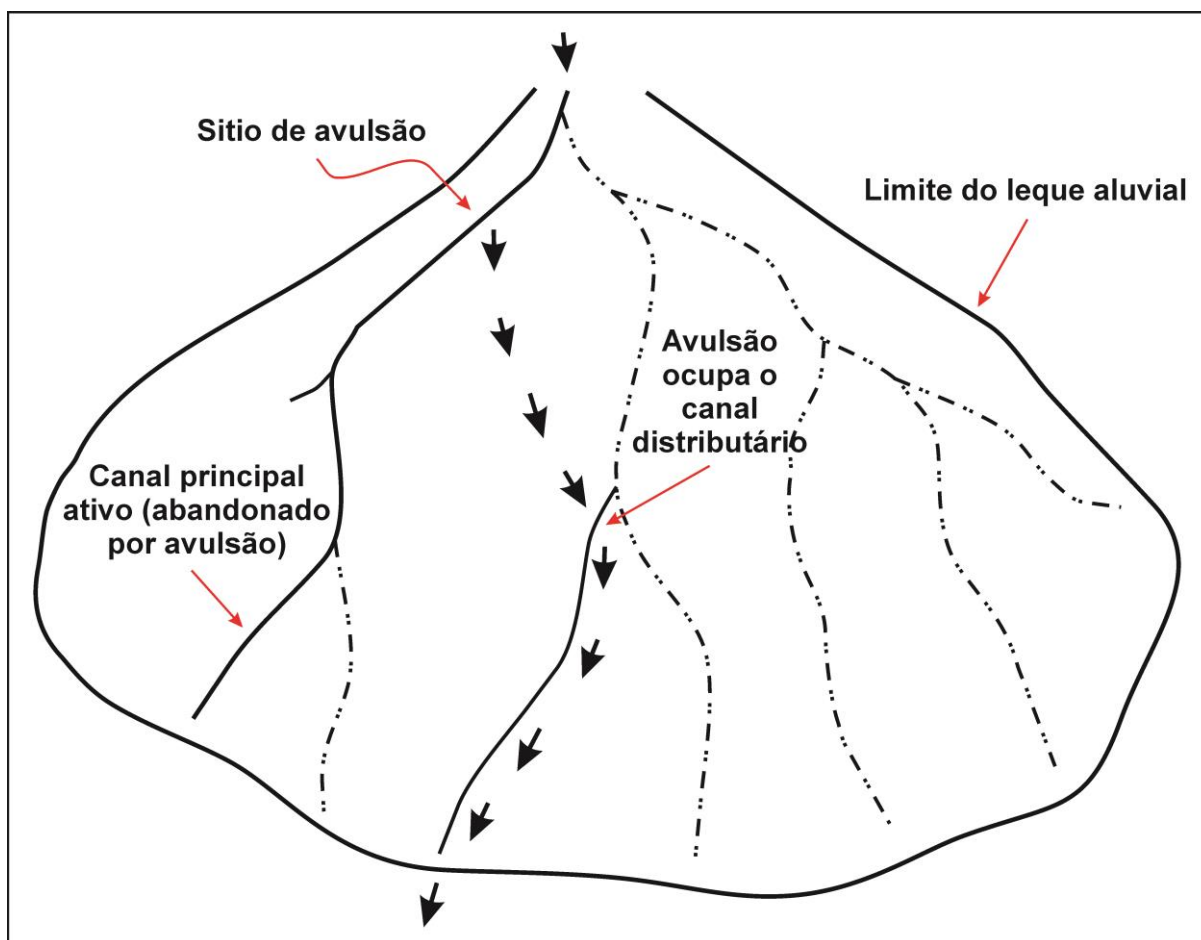


Figura 120. Tipo de avulsão em função da rede de drenagem, evidenciando a avulsão regional, mais comum em sistemas distributivos (DFS).

Fonte: Heller & Paola (1996).

Na arquitetura deposicional da Formação Marília, os paleossolos foram desenvolvidos nos períodos de não-deposição, não-erosão e entre as avulsões, e perfis de solos mais maduros evoluíram nas porções centrais da Formação Marília, nos momentos de baixas taxas de sedimentação e de diminuição da frequência de avulsões. Segundo Miall (1996) rios entrelaçados tendem a ocupar a maioria dos vales aluviais, deixando uma pequena planície de inundação e, portanto somente uma área menor para o canal “avulsar”. Em bacias sedimentares continentais com pouco espaço de acomodação, processos pedogênicos podem ser intensos, se não houver erosão ou mudanças de canais por avulsão. Assim, baixo espaço de acomodação e baixa taxa de deposição podem refletir altas taxas de pedogênese.

Considerando principalmente o grau de desenvolvimento e espessura dos diversos perfis (Seções S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, S8, S9, S10 e S11) e a distribuição dos canais,

aliado às descrições e interpretações sobre a relação entre sedimentação, avulsão e maturidade de paleossolos, o padrão de arquitetura que mais se aproximou das características da Formação Marília foi o modelo A, dentre os sugeridos por Kraus (2002). Nesse modelo de arquitetura fluvial proposto para a Formação Marília (Figura 121), a frequência de avulsão muda linearmente com a taxa de acumulação de sedimento ($b=1$), ou seja, o decréscimo na taxa de acúmulo sedimentar implica na redução da frequência de avulsão, proporcionando a formação de paleossolos desenvolvidos nas porções médias à superiores das Seções.

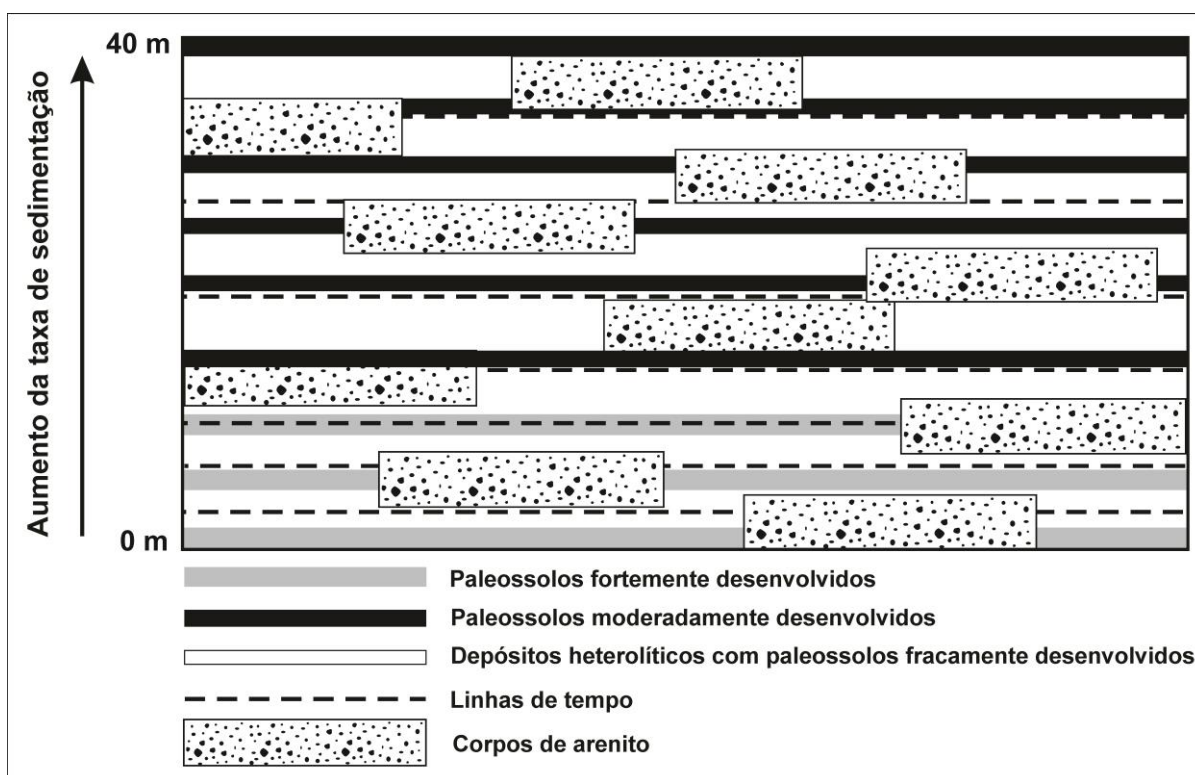


Figura 121. Modelo de arquitetura deposicional proposto para a Formação Marília. O modelo de arquitetura fluvial abrange uma relação entre taxa de sedimentação (r), frequência de avulsão (f_a) e maturidade de paleossolos. Esse modelo assume que a frequência de avulsão muda linearmente com a taxa de acumulação de sedimento ($b=1$).

Esse modelo (Figura 121) assume que os corpos de arenito não demonstram mudança nas interligações ou espaçamento em resposta a um aumento na taxa de acumulação de sedimento, permanecendo constantes ao longo do tempo (HELLER & PAOLA, 1996). Nesse sentido, a sedimentação é o principal fator que influencia a pedogênese, uma vez que a frequência de avulsão é diretamente proporcional com o aumento da sedimentação. No modelo (Figura 121) também é esperado que o número de perfis da parte superior seja o dobro do número de paleossolos da porção inferior, porém menos desenvolvidos (KRAUS, 2002). Nesse sentido, os fatores que controlaram a arquitetura deposicional na Formação

Marília, com desenvolvimento de canais, planícies de inundação e formação de paleossolos, foram o tempo e a taxa de deposição (aporte e espaço de acomodação), uma vez que a frequência foi determinada pela taxa de sedimentação.

A proposição do modelo de arquitetura (Figura 121) para a Formação Marília também é justificada pelo tipo de sistema fluvial, caracterizado e interpretado como distributivo, com predomínio de avulsões regionais controladas pela variação do acúmulo de sedimentos.

O desenvolvimento de paleossolos com graus variados de maturidade no interior de canais ao longo de seções verticais é um dos fatores que inviabiliza a associação da Formação Marília com o modelo B ($b < 1$) apontado por Kraus (2002), que assume que a taxa de avulsão foi constante. Na parte inferior da Seção S4 houve pedogênese avançada no interior de canais, o que não ocorreu no interior de canais na parte superior. Assim, a taxa de avulsão não pode ter sido constante com o aumento da taxa de sedimentação com o passar do tempo.

Por outro lado, feições de hidromorfia no topo ou na porção média das Seções S4 e S6 distanciam a Formação Marília da situação característica do modelo C ($b > 1$), que considera um aumento mais rápido da frequência de avulsão em relação à taxa de acúmulo de sedimentos. Na Formação Marília, feições de hidromorfismo em Seções de posição mediana a distal, caracterizando lençol freático mais próximo à superfície, pode ser justificado pela escala local do fenômeno e pela diminuição de avulsões regionais, comuns em sistema fluvial distributivo (DFS).

A interpretação do modelo de arquitetura deposicional apontado para a Formação Marília diverge daqueles propostos principalmente por Dal'Bó (2008, 2011), Vilela (2010), Fernandes (2010) e Dal'Bó & Basilici (2011) e se aproxima das interpretações realizadas por Santos et al. (1994), Ribeiro (1997), Capilla (2002), Batezelli (2003, 2010, 2015), Batezelli et al. (2007), Galhardo (2015) e Batezelli & Ladeira (2016).

De acordo com Fernandes (2010) o processo de desenvolvimento dos paleossolos da Formação Marília nas margens da bacia está relacionado a processos pedogenéticos de ambientes vadosos e paludais, com formação de perfis pouco evoluídos, indicando rápido aporte de sedimentos através de depósitos de leques aluviais e canais efêmeros. Nestas condições, somente há formação de paleossolos em intervalos curtos entre novos aportes sedimentares. Nas porções interiores teriam atuado processos vadosos, caracterizados por planícies de inundação e terraços mais prolongados, que dão origem a paleossolos menos maduros. Nesta situação, o maior período entre processos de sedimentação deu origem a horizontes calcificados. Segundo Goldberg e Garcia (2000) na região de Echaporã houve uma extensa formação de paleossolos ao longo de planícies aluviais, onde lagos ou pântanos eram

formados quando da formação de rios e córregos nos períodos mais úmidos. Houve a formação de lagos efêmeros ao redor da bacia, os quais possibilitaram a formação de paleossolos cálcicos nas margens de tais lagos ou de pequenas planícies aluviais, que viriam a dar origem aos paleossolos do Membro Ponte Alta. Posteriormente haveria períodos mais úmidos, onde o carbonato de cálcio seria erodido e carregado pelas correntes de água para o interior da bacia, dando origem a vertissolos cálcicos (GOLDBERG & GARCIA, 2000).

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na Bacia Bauru, a sedimentação da Formação Marília, ocorrida durante o Maastrichtiano, se deu a partir de depósitos de sistemas fluviais distributivos, dominados por rios entrelaçados. Os depósitos eólicos, representados por dunas, foram pontuais e isolados. Embora ocorram, as fácies eólicas estão subordinadas às camadas pouco delgadas e pouco representativas da Formação Marília. Nesse sentido, o trato de sistemas deposicionais da Formação Marília abrange sistemas fluviais distributivos, dominados por ambientes de rios entrelaçados e por ambientes de retrabalhamento eólicos, pontuais e isolados.

Sedimentação, erosão e pedogênese são processos que ocorreram de forma conjunta na Formação Marília.

Os ciclos deposicionais, intercalados com processos erosivos, tiveram taxas de sedimentação variando entre altas e baixas, contínuas e lentas, episódicas e rápidas. A sedimentação foi o principal fator que influenciou a pedogênese, uma vez que a frequência de avulsão foi diretamente proporcional ao aumento da sedimentação, variando linearmente com a taxa de acumulação de sedimento. Os processos pedogênicos se desenvolveram nos momentos de não-deposição e não-erosão, em períodos de maior estabilidade na paisagem, durante o Maastrichtiano.

Nessa perspectiva, na arquitetura deposicional da Formação Marília, os paleossolos foram desenvolvidos nos períodos de ausência de deposição e de erosão, entre as avulsões, e perfis de solos mais maduros evoluíram nas porções centrais da Formação Marília, nos momentos de baixas taxas de sedimentação e de diminuição da frequência de avulsões.

Os paleossolos desenvolvidos durante o Maastrichtiano compreendem pedotipos bem drenados (paleossolos com horizonte Bt), moderadamente drenados (paleossolos com horizonte Btk), mal drenados ou hidromórficos (paleossolos com horizonte Cg), de condições mais secas ou de grande aporte e disponibilidade de carbonatos (paleossolos com horizonte Bkm) e pedotipos indicativos de períodos mais secos alternados com períodos de maior umidade (representado pelos paleossolos com horizonte Bss).

Esses paleossolos se desenvolveram nas encostas mais planas e baixas das vertentes e nas planícies de inundações, tendo comumente sido influenciados pela oscilação do lençol freático e pela sazonalidade do clima. Arenito com cimentação carbonática alóctone (contribuições eólicas e de águas superficiais com área-fonte possivelmente relacionada com basaltos da Formação Serra Geral, calcários do Grupo Bambuí e complexos alcalinos do Alto Paranaíba) e autóctone (intemperismo de piroxênios e feldspatos cálcicos) constituiu o principal material de origem dos paleossolos. Os organismos, ora concentrados em antigos

canais e lagoas ou distribuídos com baixa densidade ao longo da Formação Marília, desempenharam importante papel na pedogênese, através da ação das raízes, favorecendo a precipitação de sais ou formação de carbonatos pelos tecidos vegetais ou pela ação metabólica de bactérias no intemperismo biológico. O clima predominante durante o Maastrichtiano foi o semiárido, com sazonalidade e variações nos padrões de precipitação e na relação precipitação-evapotranspiração, criando condições para a formação de paleossolos com horizontes Bk, Btk, Bss, Bg e Bt. O tempo de formação desses horizontes diagnósticos foi dependente de fatores climáticos (quantidade e distribuição da precipitação, evapotranspiração, temperatura, dentre outros) e edáficos (aporte e disponibilidade de Ca, permeabilidade, porosidade, tipo e concentração da solução do solo). Entretanto, o fator tempo durou até aproximadamente 200 mil anos, permitindo o desenvolvimento de paleossolos com horizonte Bt, estruturas prismáticas e em blocos. Ressalta-se, no entanto, que a evolução dos paleossolos não está relacionada linearmente com a idade cronológica, mas com a quantidade de água que lixiviou através dos perfis durante o processo pedogênico.

Calcificação e argiluviação foram os principais processos atuantes na evolução dos paleossolos. O processo de calcificação foi dependente principalmente do fator climático (altas temperaturas, evapotranspiração maior que a taxa de precipitação) e edáfico (aporte e disponibilidade de cálcio, permeabilidade, porosidade, variação no pH). O processo de argiluviação refletiu momentos de maior circulação de água no sistema pedológico, com maiores taxas de precipitação, dessilicização, lixiviação e intemperismo, permitindo o avanço da pedoplasmação e a geração de feições texturais de revestimentos e formação de fábricas birrefringente granoestriadas, mono e poroestriadas, a nível micromorfológico.

No Maastrichtiano da Bacia Bauru, a interpretação da micromorfologia demonstrou que os paleossolos com horizonte Bkm são mais antigos e de condições locais ou regionais mais áridos. Posteriormente, esses paleossolos são revestidos por argilominerais com óxidos de ferro, culminando com a destruição de distribuições relativas porfíricas (cimentação carbonática) e o estabelecimento de distribuições quitônicas, em condições climáticas locais ou regionais mais úmidas, gerando paleossolos com horizonte Bt. No entanto, essas condições climáticas, apesar de serem mais quentes e úmidas, não foram suficientes para proporcionar a gênese de distribuições relativas enáulicas, típicas dos latossolos atuais de climas tropicais.

Os paleossolos com horizontes Bt, além de serem os mais evoluídos dentre os pedotipos, se desenvolveram em porções mais centrais da Formação Marília. Os calcretes pulverulentos, nodulares, crostas duras e laminares se desenvolveram em ambientes pedogênicos tanto em posições centrais quanto nas bordas da Formação Marília. Feições

morfológicas como estruturas em blocos, prismáticas e laminar, associadas com diversos tipos de bioturbações nos horizontes Bk, Btk, Bt e Bss, ausência de estratificações e descontinuidade de cimentação carbonática na base dos perfis, relacionados com pedofeições texturais de revestimentos, fábricas birrefringentes, padrões de alteração micromorfológicas, autigênese mineralógica, tanto por neoformação quanto por transformação, diversidade de minerais e índices geoquímicos definiram tanto os calcretes quanto os outros perfis da Formação Marília como sendo pedogênicos. Os calcretes pedogênicos, representados em sua maioria por paleossolos com horizontes Bk, são predominantes nas bordas da Formação Marília e apresenta graus avançados de cimentação carbonática, indicativo de forte estado de desenvolvimento.

Na Formação Marília, os paleossolos compostos acusaram que os ciclos paleodeposicionais que antecederam seus desenvolvimentos foram intermediários entre rápido-episódico e lento-contínuo, intercalados com processos erosivos. Os perfis poligenéticos, representados pelos paleossolos mais desenvolvidos, indicaram momentos de pouca deposição e maior estabilidade da paisagem, permitindo o maior avanço dos processos pedogenéticos sobre os deposicionais. Os paleossolos cumulativos indicaram condições de formação com sedimentação lenta e contínua e pouca ação erosiva, em posições geomorfológicas associadas a planícies de inundação ou lagoas efêmeras, com alternância de períodos de inundação, capazes de gerar perfis com feições de gleização e superfícies de fricção (*slickensidades*).

Considerando a complexa relação entre sedimentação e pedogênese, é possível afirmar que na Formação Marília os paleossolos com horizontes argílicos (Btk, Bt, Bss) e cálcicos (Bkm), desenvolvidos a partir de arenitos fluviais, evoluíram em processos predominantemente subsequentes aos depósitos, com processos erosivos posteriores. Embora a maioria dos perfis tenha se desenvolvido em períodos intercalados entre depósitos e erosão, processos pedogênicos também ocorreram concomitantes aos ciclos sedimentares, caracterizando perfis poligenéticos.

Nessa ótica de interpretação a Formação Marília corresponde a trato de sistemas deposicionais distributivos de clima semiárido, de baixa taxa de acomodação, dominados por depósitos de rios entrelaçados em zonas proximais a distais, depósitos de planície de inundação e depósitos eólicos limitados na porção intermediária e compreendidos por dunas *sand sea* isoladas. Os paleossolos, com horizontes cálcicos (Bk) e argílicos (Btk, Bt, Bss), são reflexos das paradas na sedimentação e da dinâmica de avulsão e erosão, indicando momentos de estabilidade da paisagem e das condições paleodeposicionais e sugerindo ciclicidade

climática, com variação na umidificação do paleoclima semiárido, acompanhada por mudanças na circulação hidrológica durante o Maastrichtiano da Bacia Bauru.

REFERÊNCIAS

- ADAMS, J. S.; KRAUS, M. J.; WING, S. L. Evaluating the use of weathering indices for determining mean annual precipitation in the ancient stratigraphic record. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 309, p. 358–366, 2011.
- ALLEN, B. L. Micromorphology of Aridisols. In: DOUGLAS, L. A.; THOMPSON, M. L. (eds.). **Soil micromorphology and soil classification**. Madison: Soil Science Society of America Publ. 15, 1985. p. 197-217.
- ALLEN, B. L.; WRIGHT, V. P. **Paleosols in siliciclastic sequences**. P.R.I.S. University of Reading, 1989.
- ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: bar complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided streams) in the Brownstones (l. Devonian), Welsh Borders. **Sedimentary Geology**, 33, p. 237-293, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. **Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo**. São Paulo: Ministério da Agricultura, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1953. 96 p.
- ALMEIDA, F. F. M.; DANTAS, A. S. L.; FERNANDES, L. A.; SAKATE, M. T.; GIMENES, A. F.; TEIXEIRA, A. L.; BISTRICHI, C. A. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Bauru na Região do Pontal do Paranapanema no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: SBG, 1981. v 2: p. 77-89.
- ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: Mapa geológico do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. Publicação IPT, 1184, 1981, v.1, p.46-81. Escala 1:500.000.
- ALONSO-ZARZA, A. M. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. **Earth-Sciences Reviews**, v. 60, p. 261-298, 2003.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; SILVA, P. G. Quaternary laminar calcretes with bee nests: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 178, p. 119-135, 2002.
- ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. **Bol. Div. Geol. Min. DNPM**, v.143, p1–96, 1953.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. **Geochim Cosmochim Acta**, 31, p. 117-142, 1967.
- ANDREIS, R. R. **Identificación e importancia geológica de los paleosuelos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1981.
- ARAKEL, A. V. Quaternary vadose calcretes revisited. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 16, n. 3, p. 223-229, 1996.

ARNOTT, R.W.C.; ZAITLIN, B. A.; POTOCKI, D. J. Stratigraphic response to sedimentation in a net-accommodation-limited setting, Lower Cretaceous Basal Quartz, south-central Alberta. **Bull. Can. Pet. Geol.**, v. 50, n. 1, 92–104, 2002.

ATCHLEY, S. C.; NORDT, L. C.; DWORKIN, S. Eustatic control on alluvial Sequence stratigraphy: a possible example from the Cretaceous–Tertiary transition of the Tornillo Basin, Big Bend National Park, West Texas, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, v. 74, n. 3, p. 391–404, 2004.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 10. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. 332 p.

AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmeclita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F. (eds.). **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 381-426.

BAILEY, H. P. Semi-arid climates: their definition and distribution. In: HALL, A. E.; CANNELL, G. H.; LAWTON, H. W. (eds.). **Agriculture in semi-arid environments**. Berlin: Springer-Verlag, 1979. p. 73–97.

BAL, L. Carbonate in soil: A theoretical consideration on, and proposal for its fabric analysis. **Neth. J. Agric. Sci.**, 23, p. 163-176, 1975.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. 1984. 190 f. Tese (Livre-docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1984.

BARBOSA, E. M.; CASTRO, P. T. A. Sedimentação Cenozóica da Bacia do Paraná: Ocorrência no Triângulo Mineiro – MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 7 e Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 4, Belo Horizonte, 1993. **Anais...** Belo Horizonte, SBG/MG. P. 39-40.

BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru definidas em território paulista e nos Estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, 1987, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987.

BASILICI, G.; DAL'BO, P. F.; OLIVEIRA, E. F. Distribution of palaeosols and deposits in the temporal evolution of a semiarid fluvial distributary system (Bauru Group, Upper Cretaceous, SE Brazil). **Sedimentary Geology**, 2016, p. 1-20.

BATEZELLI, A. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. 1998. 110 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

_____. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 2003. 183 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

_____. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, p. 265-285, 2010.

_____. Continental systems tracts of the Brazilian Cretaceous Bauru Basin and their relationship with the tectonic and climatic evolution of South America. **Basin Research**, v. 27, p. 1-25, 2015.

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção norte e nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, p.311-322, 2005.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous Continental Sequences of the Baru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 65, p. 1-24, 2016.

BATEZELLI, A.; PERINOTTO, J.A. J.; ETCHEBEHERE, M.L. C.; FULFARO, V.J.; SAAD, A.R. Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, SIMPÓSIO SOBRE EL CRETÁCICO DE AMERICA DEL SUR, 1, 1999, Serra Negra. **Boletim...** Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1999, p. 195-200.

BATEZELLI, A.; SAAD, D. A. R.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da sequência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 163-181, 2007.

BEDELEAN, H. Study on the diagenetic calcareous accumulations in a soil profile from Florestin (Cluj country, Romania). **Geologia (Studia Universitatis Babes-Bolyai)**, 69, p. 75-85, 2004.

BECKHOFF, B.; KANNGIEBER, B.; LANGHOOF, N.; WEDELL, R.; WOLFF, H. **Handbook of practical X-Ray fluorescence analysis**. 1 ed. Berlin-London: Springer, 2006.

BIRKELAND, P. W. **Soil and geomorphology**. 3. ed. New York: Oxford University Press, 1999. 430 p.

BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, p. 450-489, 1994.

BOUCOT, A. J.; XU, C.; SCOTese, C. R. **Phanerozoic paleoclimate: an atlas of lithologic indicators of climate**. Oklahoma: Society for Sedimentary Geology (SEPM), 2013. (Concepts in Sedimentology and Paleontology 11).

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013. 685 p.

BREEMEN, N. V.; BUURMAN, P. **Soil formation**. 2. ed. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002. 393 p.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. Huntington, New York: Robert E. Krieger Publications Co., 1964.

BRIDGE, J. S. Fluvial facies models: recent developments. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (eds.). **Facies models revisited**. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 84, 2006. p. 85–170.

BRIDGE, J. S.; LEEDER, M. R. A simulation model of alluvial stratigraphy. **Sedimentology**, 26, p. 599-623, 1979.

BROWN, L. F.; FISHER, W. L. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: PAYTON, C. E. (ed.). **Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26, 1977. P 213-248.

BROWN, T. M.; KRAUS, M. J. Integration of channel and floodplain suites in aggrading fluvial systems. I. Developmental sequence and lateral relations of lower Eocene alluvial paleosols, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, p. 587–601, 1987.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Waine Research Publications, 1985. 152 p.

BUNGE, M. **La ciencia, su método y su filosofía**. Buenos Aires: Siglo Veinte, 1974.

BUOL, S. W.; HOLE, F. D.; MCCracken, R. J.; SOUTHARD, R. J. **Soil genesis and classification**. Ames: Iowa State University Press, 1973.

BUOL, S. W.; HOLE, F. D.; MCCracken, R. J.; SOUTHARD, R. J. **Soil genesis and classification**. 4. ed. Ames: Iowa State University Press, 1997. 527 p.

CAMARGO, O. A.; MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de análise química, mineralógica e física dos solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 1986. 94 p.

CANDEIRO, C. R. A. Geologia e paleontologia de vertebrados da Formação Marília (Neomastrichtiano) no sítio paleontológico de Peirópolis. **Revista Caminhos de Geografia**, v. 11, n. 16, p. 117-124, 2005.

CAPILLA, R. A Formação Marília (Cretáceo Superior) na Região de Uberaba (MG), uma nova interpretação. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLI, João Pessoa (PB). 2002. **Anais ...**João Pessoa (PB), SBG, p.378.

CASTRO, S. S.; COOPER, M.; SANTOS, M. C.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia do solo: bases e aplicações. In: CURI, N.; MARQUES, J. J.; GUILHERME, L. R. G.; LIMA, J. M.; LOPES, A. S.; ALVAREZ VENEGAS, V. H. (eds.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3, 2003. p. 107-163.

CASTRO, S. S. **Micromorfologia de solos**: bases para descrição de lâminas delgadas. 2. ed. Campinas/Goiânia: UNICAMP-UFG, 2008.

- CATT, J. A. **Paleopedology manual**. Great Britain: Pergamon Press, 1990. 95 p.
- CATUNEANU, O. **Principles of sequences stratigraphy**. Amisterdan: Elsevier, 2006. 387 p.
- CATUNEANU, O.; SWEET, A. R. Fluvial Sequence Stratigraphy and Sedimentology of the Uppermost Cretaceous to Paleocene, Alberta Foredeep. **American Association of Petroleum Geologists Annual Convention**, Calgary, 23–25 June 2005, Field Trip Guidebook, p. 68, 2005.
- CHAUVEL, A. **Iniciação à análise microscópica dos Solos**. Piracicaba: ESALQ/USP, 1979.
- CLEVELAND, D. M.; NORDT, L. C.; ATCHLEY, S. C. Paleosols, trace fossils, and precipitation estimates of the uppermost Triassic strata in northern New Mexico. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 257, p. 421–444, 2008.
- COIMBRA, A. M. **Sistematização Crítica da Obra**. 1991. 54 f. Tese (Livre-docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J. M. V. Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: A Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes, São Paulo, 1981. **Coletânea de trabalhos e debates...**São Paulo, SBG, p. 103-115.
- COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (ed.). **Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy**. 3. ed. Australia: Blackwell Science, 1996. p. 37-82.
- COLLINSON, J. D. The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Petrology**, 39, p. 194-221, 1969.
- COLSON, J.; COJAN, I.; THIRY, M. A hydrogeological model for palygorskite formation in the Danian continental facies of the Provence Basin (France). **Clays Minerals**, 33, p. 333-347, 1998.
- COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra, São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.70–76, 1981.
- CURRIE, B. S. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland basin. **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, p. 1206-1222, 1997.
- DAHLE, K.; FLESJA, K.; TALBOT, M. R.; DREYER, T. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). Abstracts, Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, 1997, South Africa, p. 46.

DAL'BÓ, P. F. F.; BASILICI, G. Estimativas de paleoprecipitação e gênese de feições cálcicas e argílicas em paleossolos da Formação Marília (Neocretáceo da Bacia Bauru). **Geociências**, v. 29, n. 1, p. 33-47, 2010.

DAL'BÓ, P. F. F.; BASILICI, G. Interpretação paleoambiental da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru: relações entre sedimentação e paleopedogênese em um antigo lençol de areia eólica. **Revista Geociências**, v. 30, n. 4, p. 509-528, 2011.

DAL'BÓ, P. F. F. **Caracterização de mecanismos deposicionais e processos paleopedogenéticos em lençóis de areia eólica: a Formação Marília, Neocretáceo da Bacia Bauru e La Salina, Holoceno da Bacia Tulum**. 2011. 270 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2011.

DAL'BÓ, P. F. F. **Inter-relação paleossolos e sedimentos em lençóis de areia eólica da Formação Marília (Noroeste da Bacia Bauru)**. 2008. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

DAL'BÓ, P. F. F.; LADEIRA, F. S. B. Ambientes paleoclimáticos da Formação Marília baseado em análise paleopedológica na região de Montes Alto (SP). **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 127-134, 2006.

DELLA FÀVERA, J. C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: SBG, Congr. Bras.Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984, **Anais**, 1, p. 489-501.

DELVIGNE, J. E. **Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering**. Ontario: Mineralogical Association of Canada, 1998. 494 p.

DIAS-BRITO, D.; MUSACCHIO, E. A.; CASTRO, J. C.; MARANHÃO, M. S.; SUAREZ, J. M.; RODRIGUES, R. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil – concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

DORRONSORO, C.; AGUILAR, J.; FERNANDEZ, J. Carbonate in soils. Interactive computer programme for demonstration of some aspects of calcification processes in soils. 16th World Congress of Soil Science. Montpellier, 20-26 August, 1998.

DUCHAUFOR, P. **Pedology: pedogenesis and classification**. London: George Allen & Unwin, 1982. 187 p.

DUCLOUX, P. J.; LAQUINA, R. A. The pendent calcretes in semi-arid climates: an example located near Taforalt, NW Morocco. **Catena**, 16, p. 237-249, 1989.

DRIESE, S. G.; OBER, E. G. Paleopedologic and paleohydrologic records of precipitation seasonality from Early Pennsylvanian "Underclay" paleosols, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, p. 997-1010, 2005.

DUNIWAY, M. C.; HERRICK, J. E.; MONGER, H. C. The high water-holding capacity of petrocalcic horizons. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 3, p. 812-819, 2007.

DURAND, N.; GUNNELL, Y.; CURMI, P.; AHMAD, S. M. Pathways of calcrete development on weathered silicate rocks in Tamil Nadu, India: Mineralogy, chemistry and paleoenvironmental implications. **Sedimentary Geology**, v. 192, n. 1-2, p. 1-18, 2006.

DURAND, N.; MONGER, H. C.; CANTI, M. G. Calcium carbonate features. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. (eds.). **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. p.149–194.

ESSINGTON, M. E. **Soil and water chemistry: an integrative approach**. Taylor & Francis e-Library, 2004. 534 p.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SILVA, R. B.; SAAD, A. R.; RESENDE, A. C. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. **Geociências**, v.12, p. 333–352, 1993.

FABRIS, J. D.; VIANA, J. H. M.; SCHAEFER, C. E. G. R.; WYPYCH, F.; STUCKI, J. W. Métodos físicos de análise em mineralogia do solo. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F. (eds.). **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 611-695.

FEDOROFF, N.; COURTY, M. A. Indicateurs pédologiques d'aridification. Exemple du Sahara. **Bulletin de la Société géologique de France. Séance spécialisée: Sahara**, n. 1, p. 43-53, 1989.

FERNANDES, L. A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 1992. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

_____. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. 272 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

_____. Mapa litoestratigráfico da parte oriental da Bacia do Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 55, p. 53-66, 2004.

_____. Carcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 1, p. 19-35, 2010.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.68, p.195–205, 1996.

_____. A cobertura Cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.506-508, 1992.

_____. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FISHER, W. L.; MCGOWEN, J. H. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. **Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.**, 17, p. 105-125, 1967.

FITZPATRICK, E. A. **The micromorphology of soils**. Scotland: University of Aberdeen, Dept. of Soil Science, 1984. 433 p.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rock**. Hemphill Publishing Company Austin, 1968. 179 p.

FOLK, R. L. The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. **J. Sedim. Petrol.**, v. 44, n. 1, p. 40-53, 1974.

FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. In: KER, J. C.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (eds.). **Pedologia: fundamentos**. 1. Viçosa: SBCS, 2012. p.171-205.

FRAGOSO, C. E.; WEINSCHUTZ, L. C.; VEGA, C. S.; GUIMARÃES, G. B.; MANZIG, P. C.; KELLNER, A. W. Short note on the pterosaurs from the Caiuá Group (Upper Cretaceous, Bauru Basin), Paraná State, Brazil. In: International Symposium on Pterosaurs, 2013. Rio de Janeiro: Short Communications, 2013. P. 71-72.

FREITAS, R.O. de. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, v. 194, p.1-185, 1955.

FULFARO, V. J. Tectônica do Alinhamento Estrutural do Paranapanema. **Bol. IG (Instituto de Geociências – USP)**, v. 5, p. 129-138, 1974.

FULFARO, V. J.; BARCELOS, J. H. A tectônica pós-deposicional e a reconstrução paleogeográfica: o exemplo no Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO SOBRE BACIAS CRETÁCEAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro, 1992. **Boletim de resumos expandidos...** Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, p.132-133, 1992.

FULFARO, V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; PERINOTTO, J. A. J.; SAAD, A. R. Santo Anastácio: Um Geossolo Cretácico na Bacia Caiuá. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999a. **Boletim...**Serra Negra, Unesp. p. 125-130.

FULFARO, V. J.; ETCHEBEHERE, M. L. D. C.; PERINOTTO, J. A. J.; SAAD, A. R. Bacia Caiuá: Uma nova Bacia Cretácea na Bacia do Paraná. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Simposio sobre el Cretacico de América del Sur, 1, Serra Negra, Brasil. 1999b. **Boletim...**Serra Negra, Unesp. p. 439-442.

FULFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. A Bacia Bauru: estado da arte. **Boletim do 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, p. 297-303, 1996.

GALAN, E.; POZO, M. Palygorskite and sepiolite deposits in continental environments. Description, genetic patterns and sedimentary settings. In: GALAN, E.; SINGER, A. (eds.). **Developments in palygorskite-sepiolite research: a new outlook on these nanomaterials**. Amsterdam: Elsevier, 2011. p. 125-176.

GALHARDO, J. C. **Depósitos sedimentares e paleossolos da Formação Marília em Campina Verde (MG)**. 2015. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 2015.

GALLOWAY, W. E.; HOBDA, D. K. **Terrigenous clastic depositional systems: applications to petroleum, coal, and uranium exploration**. New York: Springer-Verlag, 1983. 423 p.

GARCIA, A. J. V.; ROSA, A. S.; GOLDBERG, K. Paleoenvironment and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil Record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 19, p. 243-258, 2005.

GARCINDO, L. B. **Análise paleopedológica da Formação Resende nas Bacias de Resende e Volta Redonda e suas implicações paleodeposicionais**. 2009. 217 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

GALLIANO, A. G. **O método científico: teoria e prática**. São Paulo: Harbra, 1986.

GENSEL, P. G. & EDWARDS, D. (eds.). **Plants invade the land: evolutionary and environmental perspectives**. New York: Columbia University Press, 2001.

GERRARD, A. J. **Soils and landforms: an integration of geomorphology and pedology**. London: George Allen & Unwin Ltd, 1981. 219 p.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence From Large Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n.1, p. 189-229, 1995.

GILE, L. H.; PETERSON, F. F.; GROSSMAN, R. B. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. **Soil Science**, v. 101, p. 347-354, 1966.

GOBBO-RODRIGUES, S. R. Carófitas e Ostracodes do Grupo Bauru. Rio Claro, 2001. 137 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

GOBBO, S. R. Ocorrência de caulóides de Charophyta maastrichtianas na Formação Marília (Grupo Bauru), na região de Uberaba (MG), Brasil e considerações paleoecológicas. **Revista de Geociências da Universidade Guarulhos**, v. 8, p. 29-38, 2009.

GODOY, D. F. **Termotectônica por traços de fissão em apatitas dos altos estruturais de Pitanga, Pau d'álho e Jiboia – centro do Estado de São Paulo**. 2006. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Unesp, Rio Claro, 2006.

GOLDBERG, K.; GARCIA, A. J. V. Palaeobiogeography of the Bauru Group – a dinosaur bearing Cretaceous unit, Northeastern Parana Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 21, p. 241-254, 2000.

GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. **J. Geol.**, n. 46, p. 17-58, 1938.

GOLDSTEIN, J. I.; NEWBURY, D. E.; ECHLIN, P.; JOY, D. C.; ROMIG-JR, A. S.; LYMAN, C. E.; FIORI, C.; LIFSHIN, E. **Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis**. A text for biologists, material scientists, and geologists. 2. ed. Plenum Press, 1992. 820 p.

GONZAGA DE CAMPOS, L.F. **Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil)**. São Paulo: Tip. Ideal, 1905.

GOUDIE, A. S. Calcrete. In: GOUDIE, A. S.; PYE, K. (eds.). **Chemical sediments and geomorphology**. London: Academic Press, 1983. p. 93-131.

GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of geomorphology**. vol. 1. London and New York: Taylor & Francis Group, 2006.

GUIMARÃES, G. B.; LICCARDO, A.; GODOY, L. C.; WEINSHUTZ, L. C.; MANZIG, P. C.; VEJA, C. S.; PILATTI, F. Ocorrência de Pterossauros no Cretáceo da Bacia do Paraná/Bauru: implicações para a geoconservação, paleontologia e estratigrafia. In: 46th. Geology Brazilian Congress, 2012. Santos: SBG, 2012.

HARTLEY, A. J.; WEISSMANN, G. S.; BHATTACHARAYYA, P.; NICHOLS, G. J.; SCUDERI, L. A.; DAVIDSON, S.; LELEU, S.; CHAKRABORTY, T.; GHOSH, P.; MATHER, A. E. Soli development on modern distributive fluvial systems: preliminary observations with implications for interpretation of paleosols in the rock record. **SEPM Special Publication**, 104, p. 149-158, 2013.

HARTLEY, A. J.; WEISSMANN, G. S.; NICHOLS, G. J. WARWICK, G. L. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, p. 167-183, 2010.

HASUI, Y.; CORDANI, U. G. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do este mineiro e sul de Goiás. In: 2nd. Brazilian Geology Congress Bulletin, 1968. Belo Horizonte: SBG, 1968. p. 139-143.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranáíba. **Geociências**, v. 10, p. 67-77, 1991.

HELLER, P. L.; PAOLA, C. Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns: **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, p. 297– 306, 1996.

HEMBREE, D. I.; HASIOTIS, S. T. Paleosols and ichnofossils of the White River Formation of Colorado: insight into soil ecosystems of the North American Midcontinent during the Eocene-Oligocene transition. **Palaios**, 22, p. 123-142, 2007.

HOLZ, M. **Estratigrafia de sequências**: histórico, princípios e aplicações. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2002. 272 p.

HORIUCHI, Y.; HISADA, K.; LEE, Y. I. Paleosol profiles in the Shiohama Formation of the Lower Cretaceous Kanmon Group, Southwest Japan and implications for sediment supply frequency. **Cretaceous Research**, 30, p. 1313-1324, 2009.

INOZEMTSEV, S. A. Paleosols and pedosediments of the Early-Middle Pleistocene Red Sediments (Scythian clays) of the Southern Russian Platform. In: 18th World Congress of Soil Science, 2006. Philadelphia, Pennsylvania, USA, 2006.

INOZEMTSEV, S. A.; TERGULIAN, V. O. Upper Permian Paleosols of the East European Platform: Diagnostics of Pedogenesis and Paleogeographic Reconstruction. **Eurasian Soil Science**, v. 43, n. 2, p. 127-140, 2010.

IORI, F. V.; CARVALHO I. S. *Morrinhosuchus luziae*, um novo Crocodylomorpha Notosuchia da Bacia Bauru, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 4, p. 717-725, 2009.

IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000, 1981.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis**: advanced course. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1969. 895 p.

JENKINS, R.; GOULD, R.W.; GEDCKE, D. **Quantitative X-ray Spectrometry**. 2. ed. New York: Marcel Dekker, 1995.

JENKINS, R.; SNYDER, R. L. **Introduction to X-ray powder diffractometry**. New York: Wiley, 1996. 429 p.

JENKINS, R. **X-ray fluorescence spectrometry**. 2. ed. John Wiley & Sons, 1999. 207 p.

JENNY, H. **Factors of soil formation**: a system of quantitative pedology. New York: Dover, 1994. 281 p.

JONES, B. F.; GALAN, E. Sepiolite and palygorskite. In: BAILEY, S. W. (ed.). **Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)**. Blacksburg: Mineralogical Society of America, v.19, 1988. p.631-674.

JOST, H.; BROD, J. A. **Como redigir e ilustrar textos em geociências**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005.

KÄMPF, N.; CURI, N.; VIDAL-TORRADO, P. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (eds.). **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. 1. Viçosa: SBCS, 2009. p.333-380.

KEITH, M. L.; WEBER, J. N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. **Geochim. et Cosmoch. Acta**, 28, p. 1787-1816, 1964.

KELLY, S. B.; OLSEN, H. Terminal fans: a review with reference to Devonian examples. **Sedimentary Geology**, v.85, p. 339-374, 1993.

KHORMALI, F.; ABTAHI, A.; MAHMOODI, S.; STOOPS, G. Argillic horizon development in calcareous soils of arid and semiarid regions of southern Iran. **Catena**, v. 53, p. 273-301, 2003.

KLAPPA, C. F. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. **Sedimentology**, v. 27, p. 613-629, 1980.

_____. A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. In: WILSON, R. C. L. (ed.). **Residual deposits: surface related weathering processes and materials**. Oxford: Geological Society, Special Public., Blackwell Scientific Publications, 1983. p. 211-220.

KOSIR, A. Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. **Journal of Sedimentary Research**, v. 74, n. 6, p. 845-857, 2004.

KRAUS, M. J. Alluvial response to differential subsidence: sedimentological analysis aided by remote sensing, Wilwood Formation (Eocene), Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Sedimentology**, v. 39, p. 455-470, 1992.

_____. Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture. **Journal of Sedimentary Reserach**, v. 72, n. 4, p. 500-509, 2002.

_____. Integration of channel an floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n. 4, p. 602-612, 1987.

_____. Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships, and paleosol/landscape associations. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 129, p. 387-406, 1997.

_____. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. **Earth-Science Reviews**, v. 47, p. 41-70, 1999.

KRAUS, M. J.; ASLAN, A. Palaeosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. In: THIRY, M.; SIMON-COINCON, R. (eds.). **Palaeoweathering, palaeosurfaces and related continental deposits**. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 27, 1999. p. 303-321.

KRAUS, M. J.; BROWN, T. M. Pedofacies analysis: a new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. In: REINHARDT, J.; SIGLEO, W. (eds.). **Paleosols and weathering trough Geologic Time: principles and applications**: Geological Society of America, 1988. p.143-152. (Special Paper 216).

KRAUS, M. J.; GWINN, B. Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Wilwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Sedimentary Geology**, 114, p. 33-54, 1997.

KRAUS, M. J.; MCINERNEY, F. A.; WING, C. L.; SECORD, R.; BACZYNSKI, A. A.; BLOCH, J. I. Paleohydrologic response to continental warming during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum, Bighorn Basin, Wyoming. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 370, p. 196–208, 2013.

KUHN, T. S. **A estrutura das revoluções científicas**. São Paulo: Perspectiva, 1975. 262 p.

KUHN, T. S. **O caminho desde a estrutura**. São Paulo: Unesp, 2006.

LADEIRA, F. S. B. Solos do passado: origem e identificação. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 34, p. 1773–1786, 2010.

LANDIM, P.M.B.; SOARES, P.C. Estratigrafia da Formação Caiuá. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. **Anais...** Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 195–206, 1976.

LINTERN, M. J. Calcrete sampling for mineral exploration. In: CHEN, X. Y.; LINTERN, M. J.; ROACH, I. C. (eds.). **Calcrete: characteristics, distribution and use in mineral exploration**. Australian: CSIRO, 2002. p. 31–109.

MACHADO JUNIOR, D. L. Idades Rb/Sr do complexo alcalino-carbonatítico de Catalão II (GO). In: 29th. Brazilian Geology Congress Bulletin, 1992. São Paulo: SBG, 1992. p. 91–93.

MACHETTE, M. N. Calcic soils of the southwestern United States. **Geological Society of America Bulletin**, v. Special Paper, n. 2003, p. 1–21, 1985.

MANAFI, S.; POCH, R. M. Micromorphic pedofeatures related to pedogenic calcium carbonate in some arid and semiarid soils in the west of Urmia Lake, Iran. In: Proceedings of the 14th. International Working Meeting on Soil Micromorphology, 8–14 jul 2012. Lleida: SECS, 2012.

MANZINI, F. F. **O Cretáceo da região de Monte Alto – SP**. 1990. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1990.

MAOSKI, E. **Gênese dos calcretes da Formação Marília no Centro-Oeste Paulista e Triângulo Mineiro, Bacia Bauru (Ks)**. 2012. 114 f. Dissertação (Mestrado) - Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2012.

MARCONI, M. A.; LAKATOS, E. V. **Fundamentos de metodologia científica**. 6. ed. São Paulo: Editora Atlas, 2007.

MARKEWICH, H. W.; PAVICH, M. J.; BUELL, G. R. Contrasting soils and landscapes of the Piedmont and Coastal Plain, eastern United States. **Geomorphology**, v. 3, p. 417–447, 1990.

MARRIOTT, S. B.; WRIGHT, V. P. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. **Journal of the Geological Society**, v. 150, p. 1109–1120, 1993.

MARTINELLI, A. G.; RIEF, D.; LOPES, R. P. Discussion about the occurrence of the genus *Aeolosaurus* Powell 1987 (Dinosauria, Titanosauria) in the Upper Cretaceous of Brazil. **GAEA J. Geoscienc.**, 7, p. 34-40, 2011.

MARTINSEN, O. J.; RISETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESCHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. Stratigraphy base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift Sw Wyoming, USA. **Sedimentology**, 46, p. 235-259, 1999.

MATTOS, N. H. S. **Geoquímica, proveniência e evolução paleoambiental do Grupo Bauru no oeste de Minas Gerais**. 2014. 95 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 2014.

MAYNARD, J. B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. **Journal of Geology**, v. 100, p. 279-289, 1992.

MCCARTHY, P.; PLINT, G. Spatial variability of palaeosols across Cretaceous interfluvies in the Dunvegan Formation, NE British Columbia, Canada: palaeohydrological, palaeogeomorphological and stratigraphic implications. **Sedimentology**, v. 50, p. 1187–1220, 2003.

MCFADDEN, L. D. Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California. In: REINHARDT, J.; SIGLEO, W. R. **Paleosols and weathering through geologic time: principles and applications**. Geological Society of America Special Paper 216, 1988. p. 153-177.

MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (eds.). **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009.

MELLO, J. W. V.; PEREZ, D. V. Equilíbrio químico das reações no solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (eds.). **Química e mineralogia do solo. Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p. 151-249.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: Edusp, 1984. 566 p.

MERMUT, A. R. **Introduction to soil micromorphology**. Saskatoon: University of Saskatchewan Department of Soil Science, 1992. 115 p.

MEUNIER, A. **Clays**. Berlin: Springer, 2005. 476 p.

MEYER, R. **Paléolités et paléosols**. Orleans: BRGM, 1987. 164 p.

MEZZALIRA, S. Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. **Bol. Inst. Geog. Geol.** v.51, p. 162, 1974.

MEZZALIRA, S.; ARID, F. M. Contribuição preliminar à bioestratigrafia da Formação Bauru. In. Mesa Redonda: A Formação Bauru no estado de São Paulo e regiões adjacentes. Publicação SBG/ São Paulo, n°7, São Paulo, 1981.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, p. 261-308, 1985.

_____. Facies architecture in clastic sedimentary basin. In: KLEINSPEHN, K. L. & PAOLA, C. **New perspectives in basin analysis**. Berlin: Springer-Verlag, 1988. p. 67-81.

_____. **Principles of sedimentary basin analysis**. 2. ed. New York: Springer-Verlag, 1990. 490 p.

_____. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. New York: Springer-Verlag, 1996. 582 p.

_____. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin: Springer-Verlag, 2006. 872 p.

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

MITCHUM, R. M. JR., & VAN WAGONER, J. C. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sedimentary Geology**, v. 70, p. 131-160, 1991.

MONGER, H. C.; DAUGHERT, A.; GILE, L. H. A microscopic examination of pedogenic calcite in an Aridisol of southern New Mexico. In: NETTLETON, W. D. (ed.). **Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulations in soils**. Soil Science Society of America Special Publication 26, 1991. p. 37-60.

MORAD, S. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. **International Association of Sedimentologists Series, special publications**, 26, p. 1-26, 1998.

MORRISON, R. B. Principles of Quaternary soil stratigraphy. In: MORRISON, R. B.; WRIGHT, H. E. (eds.). **Means of Correlation of Quaternary Successions**. International Union for Quaternary Research, v. 9, 1967. p. 1-69.

MURRAY, R. C. Origin of porosity in carbonate rock. **Jour. Sed. Petrol.**, 30, p. 59-84, 1960.

NARDY, A. J. R. **Geologia e Petrologia do Vulcanismo Mesozóico da Região Central da Bacia do Paraná**. 1995. 316 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

NASH, D. J. Arid Geomorphology. **Progress in physical geography**, v. 23, n. 2, p. 284-303, 2003.

NICHOLS, G.; FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**, v. 195, p. 75-90, 2007.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. 2. ed. John Wiley & Sons Ltd, 2009. 432 p.

NORDT, L. C.; DRIESE, S. G. New weathering index improves paleorainfall estimates from Vertisols. **Geology**, v. 38, n. 5, p. 407–410, 2010.

NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. North American Stratigraphic Code. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 67, n.5, p. 841-875, 1983.

OLIVEIRA, J. B. **Pedologia aplicada**. 4. ed. Piracicaba: FEALQ, 2011.

OLIVEIRA, S. F. **Palinologia da Seqüência Devoniana da Bacia do Paraná no Brasil, Paraguai e Uruguai**: implicações biocronoestratigráficas, paleoambientais e paleogeográficas. 1997. 222 f Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

OLSEN, T.; STEEL, R.; HØGSETH, K.; SKAR, T.; RØE, S. L. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. **J. Sediment. Res.**, 65, p. 265–280, 1995.

PAQUET, H.; MILLOT, C. Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of mediterranean climates. INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 1972. Madrid. p.199-202.

PAQUET, H.; RUELLAN, A. Calcareous epigenetic replacement in soil and calcrete formation. In: PAQUET, H.; CLAUER, N. (eds.). **Soil and sediments: mineralogy and geochemistry**. France: Springer, 1997. p. 21-48.

PARRISH, J. T.; ZIEGLER, A. M.; SCOTese, C. R. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology**, 40, p. 67-101, 1982.

PATON, T. R. **The formation of soil material**. London: George Allen & Unwin, 1978.

PAULA E SILVA, F. **Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo**. 2003. 166 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

PAULA E SILVA, F.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77–88, 2005.

PAVIA JUNIOR, A. **Paleossolos da Formação Marília: subsídios para a interpretação paleogeográfica na área de Duartina-SP**. 2011. 165 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 2011.

PECHARSKY, V. K.; ZAVALIJ, P. Y. **Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials**. 2. ed. Springer, 2009.

PEREIRA, C. T.; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Paleoprecipitation changes based on paleosols profiles of the Marília Formation (Upper Cretaceous) in the eastern portion of the Bauru Basin in southeastern Brazil. **Revista Geociências**, v. 34, n. 2, p. 238-257, 2015.

PEREIRA, C. T. **Paleossolos da Formação Marília no município de Campina Verde, oeste de Minas Gerais**. 2014. 88 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Unicamp, Campinas, 2014.

PIERINI, C. **Caracterização de paleossolos aluviais em bacias sedimentares Mesozóicas: determinação dos controles sedimentares e implicações paleoambientais**. 2006. 193 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

PIMENTEL, N. L.; WRIGHT, V. P.; AZEVEDO, T. M. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. **Sedimentary Geology**, v. 105, p. 1-10, 1996.

PIPUJOL, M. D.; BUURMAN, P. The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro Basin, NE Spain. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, v. 110, p. 103-113, 1994.

PLATT, N. H.; KELLER, B. Distal alluvial deposits in a foreland basin setting - the Lower freshwater Molasse (lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols. **Sedimentology**, v. 39, p. 545–565, 1992.

POPPER, K. **Lógica da investigação científica**. São Paulo: Cultrix, 1980.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I – sequence and systems tracts models. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDAL, C. G. S. T. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (eds.). **Sea level changes: an integration approach**. Tulsa, Oklahoma, SEPM Geology, 1988. P. 109-124 (Special Publications n. 42).

PORTA J.; LÓPEZ-ACEVEDO, M.; ROQUERO, C. **Edafología para la agricultura y el medio ambiente**. 3 ed. Madri: Ediciones Mundi-Prensa Libros, 1999.

RAITH, M. M.; RASE, P.; REINHARDT, J. **Guia para microscopia de minerais em laminas delgadas**. Porto Alegre: UFRGS, 2014.

RAMAEKERS, P.; CATUNEANU, O. Development and sequences of the Athabasca Basin, Early Proterozoic, Saskatchewan and Alberta, Canada. In: ERIKSSON, P. G.; ALTERMANN, W.; NELSON, D.; MUELLER, W.; CATUNEANU, O. (eds.). **The Precambrian Earth: Temps and Events**. Amsterdam: Developments in Precambrian Geology 12 Elsevier Science Ltd. 2004. p. 705–723.

READING, H. G.; LEVEL, B. K. Controls on sedimentary rock record. In: READING, H. G. (ed.). **Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy**. 3. ed. Australia: Blackwell Science, 1996. p. 5 – 36.

READING, H. G. (ed.). **Sedimentary environments: processes, facies, stratigraphy**. 3. ed. Australia: Blackwell Science, 1996. 704 p.

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. 4. ed. Viçosa: NEPUT, 2002. 338 p. [

RETALLACK, G. J. A paleopedological approach to the interpretation of terrestrial sedimentary rocks: the mid-Tertiary fossil soils of Badlands National Park, South Dakota. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 94, p. 823-840, 1983.

_____. **A colour guide to paleosols**. Wiley, 1997. 175 p.

_____. Field recognition of paleosols. **GSA Sp. Paper**, n. 216, p. 1-20, 1988.

_____. Paleosols. In: HENKE, W.; TATTERSALL, I. (eds.). **Handbook of paleoanthropology**. v. 1. Principles, methods, and approaches. 2. ed. Berlin: Springer, v.1, 2007. p. 383-408.

_____. Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. **Geology**, v. 33, n. 4, p. 333-336, 2005.

_____. **Soils of the past: an introduction to paleopedology**. 2. ed. London: Unwin Hyman, 2001.

_____. The fossil record of soils. In: WRIGHT, P.V. (ed.). **Paleosols: their recognition and interpretation**. Blackwells, Oxford, 1986. p. 1-57.

RIBEIRO, D. T. P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na Região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n.1, p. 7-12, 2001a.

RIBEIRO, D. T. P.; GOMES, N. S. Aspectos Diagenéticos das Rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Cretáceo da Bacia do Paraná no Triângulo Mineiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. **Anais...** Salvador, SBG/Núcleo BA/SE, v. 1, p. 184 – 186.

RIBEIRO, H. J. P. S. **Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo: Editora Unisinos, 2001. 428 p.

RICCOMINI, C.; GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e processo aluviais. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (Org.). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2000. p. 191-214.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. 100 f. Tese (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

_____. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153- 162, 1997.

RYE, R.; HOLLAND, H. D. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: a critical review. **American Journal of Science**, v. 298, p. 621-672, 1998.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5. ed. Viçosa: SBCS, 2005. 50 p.

SANTOS, M. C.; LEITE, M. G. P.; TOLENTINO, M. F.; DA SILVA, C. M.; DA SILVA, R. G.; CANTISANO, M. A. M.; BAPTISTA, E. I.; FERREIRA, A. C. S. Estudo Preliminar da faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a Noroeste de Uberaba – Triângulo Mineiro, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriu, Santa Catarina, 1994. **Anais...** Balneário Camboriu, SC, SBG, v.3, p. 262-264.

SANTUCCI, R. M.; BERTINI, R. J. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos Titanossauros (Saurishia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. **Braz J. Geol.**, 31, p. 307-315, 2001.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils genesis and geomorphology**. New York: Cambridge, 2005. 833 p.

SCHEMIKO, D. C. B. **A sedimentação do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná**: preenchimento de bacia inferior por sistemas fluviais distributários. 2013. 189 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2013.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Wiley, 1977. 338 p.

SENRA, M. C. E. & SILVA E SILVA, L. H. Presença de pteridófitas na Formação Marília, Grupo Bauru, Cretáceo Superior de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 70, p. 380–381, 1998.

SGARBI, G. N. C. **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. 2. ed. Belo Horizonte: Editora UFMG, 2012. 632 p.

SHANLEY, K. W.; McCABE, P. J. Perspective on the sequence stratigraphy of continental strata. **AAPG Bulletin**, v. 78, n. 4, p. 544-568, 1994.

SHELDON, N. D. Abrupt chemical weathering increase across the Permian–Triassic boundary. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** v. 231, p. 315–321, 2006.

_____. Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge subgroup, Columbia River Basalt, Oregon. **Geological Society of America Bulletin**, v. 115, p. 1377–1387, 2003.

SHELDON, N. D.; RETALLACK, G. J.; TANAKA, S. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. **The Journal of Geology**, v. 110, p. 687–696, 2002.

SHELDON, N. D.; TABOR, N. J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. **Earth Sci. Rev.**, v. 95, p. 1-52, 2009.

SILVA, M. L.; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Índices de intemperismo e evolução dos paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia neocretácea Bauru. **Geochimica Brasiliensis**, v. 29, n. 2, p. 127-138, 2015.

SILVA, M. L.; BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Uso de estimativas de paleoprecipitação e paleotemperatura em paleossolos cretáceos no Brasil: abordagem crítica. **Geochimica Brasiliensis**, v. 30, n. 1, p. 72-83, 2016.

SINGER, A. Palygorskite and sepiolite. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G. (eds.). **Soil mineralogy with environmental applications**. 2. ed. Wisconsin: SSSA Book Series 7, 2002. p. 556-584.

SINGER, A. Pedogenic palygorskite in the arid environment. In: SINGER, A.; GALAN, E. (eds.). **Palygorskite-sepiolite: occurrences, genesis and uses**. Amsterdam: Elsevier; 1984. p. 169-76.

SKELTON, P. (ed.). **The Cretaceous World**. New York: Cambridge University Press, 2003. 364 p.

SLOSS, L. L. Lithosome. In: WELLER, J. M. (ed.). Stratigraphic facies differentiation and nomenclature, 624. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 42, 1958.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J.; AMARAL, G.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M.; SOBREIRO NETO, A. F.; GIANCURSI, F.; CORREA, W. A. G.; CASTRO, C. G. J. Geologia da região sudoeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. **Boletim de Resumos...** Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1979, p. 307-319.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J.; SOBREIRO NETO, A. F. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, p. 177-185, 1980.

SOIL SURVEY MANUAL. Washington, D.C.: U.S. Department of Agriculture, 1962. Supplement to Agriculture handbook, n.18.

SONOKI, I. K.; GARDA, G. M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilações e adaptação às novas constantes de decaimento. **Geosci. Inst. Bull.**, 19, p. 63-85, 1988.

STANISTREET, I. G.; MCCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, p. 115-133, 1993.

STEIN, D. P.; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, M. A.; HASUI, Y.; PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, 1979, Rio Claro. Atas... Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1979, p. 291-306.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soils and regolith thin sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003.

STOOPS, G. Micromorphology. In: CHESWORTH, W (ed.). **Encyclopedia of soil science**. New York: Springer; 2008. p. 457-466.

STOOPS, G.; SCHAEFER, C. E. G. R. Pedoplasation: formation of soil material. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. p. 69-79.

STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Amsterdam: Elsevier, 2010. 720 p.

SUGUIO, K. **Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados**. 1973. 236 f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1973.

_____. **Geologia sedimentar**. 1. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 2003.

_____. Intemperismo e paleoclimas. In: SALLUN, A. E. M. e SUZUKI, M. (eds.). **Mudanças ambientais da Terra**. 1. São Paulo: Instituto Geológico, 2008. p. 67-72.

_____. **Rochas sedimentares**. São Paulo: Edgard Blücher, 1982. 500 p.

_____. **Síntese dos conhecimentos sobre a sedimentação da Bacia de São Paulo**. In: Mesa Redonda Sobre Aspectos Geológicos e Geotécnicos da Bacia Sedimentar de São Paulo. Publicação Especial - ABGE-SBG, São Paulo, p.25–32, 1980.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H. Calcretes of the Bauru Group (Cretaceous), Brazil: petrology and geological significance. **Boletim IG da USP**, v. 14, p. 31-47, 1983a.

_____. Nota sobre a ocorrência de atapulgita em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 3, p. 1170-1179.

_____. Paleoclimatic evidence from Bauru Group, Cretaceous of the Paraná basin, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 4, n. 13, p. 232-236, 1983b.

SUGUIO, K.; FULFARO, V. J.; AMARAL, G.; GUIDORZI, L. A. Comportamentos estratigráfico e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, 1977, São Paulo. Atas... São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 231-247.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longman, 1991. 479 p.

TALMA, A. S.; NETTERBERG, F. Stable isotope abundances in calcretes. **Geological Society, Special Publications**, 11. p. 221-233, 1983.

TANDARICH, J. P.; SPRECHER, S. W. The intellectual background for factors of soil formation. In: AMUNDSON, R.; HARDEN, J.; SINGER, M. (eds.). **Factors of Soil Formation: a fiftieth anniversary retrospective**. Soil Science Society of America Special Publication, 33, 1994. p 1-14.

TERGULIAN, V. O.; GORYACHKIN, S. V. Soil memory: types of record, carriers, hierarchy and diversity. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 21, n. 1, p. 1-10, 2004.

THERRIEN, F. Palaeoenvironments of the latest Cretaceous (Maastrichtian) dinosaurs of Romania: insights from fluvial deposits and paleosols of the Transylvanian and Hateg basins. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** v. 218, p. 15-56, 2005.

TUCKER, M. E. **Sedimentary rocks in the field**. 2. ed. England: J. Wiley, 1996. 133 p.

TUCKER, M. E. **Sedimentary rocks in the field**. 3. ed. John Wiley & Sons Ltda 2003. 250 p.

TURNER, S., REGELONS, M., KELLEY, S., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M.S.M. Magmatism and continental breakup in the South Atlantic: high precision geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, 121, p. 333-348, 1994.

VASCONCELLOS, F. M.; CARVALHO, I. S. Condicionante etológico na tafonomia de *Uberabasuchus Terrificus* (Crocodylimorfes Peirosauridae) da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Geociências**, v. 25, n. 2, p. 225-230, 2006.

VILELA, P. C. **Estudo petrográfico dos depósitos e paleossolos de um sistema deposicional de lençol de areia eólico do Cretáceo Superior: Formação Marília na região de Marília (SP) e sul de Goiás**. 2010. 93 f. Monografia (Bacharelado em Geologia)) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.

WALKER, R. G. **Facies models**. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, 1984.

WALTHER, J. *Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft*. Jena: Gustav Fisher, 1894.

WATSON, A. Desert soils. In: MARTINI, I. V.; CHESWORTH (eds.). **Weathering, soil & paleosols**. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 225-260.

WATTS, N. L. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. **Sedimentology**, n. 27, p. 661-686, 1980.

WEISSMANN, G. S.; HARTLEY, A. J.; NICHOLS, G. J.; SCUDERI, L. A.; BUEHLER, O. H.; BANTEAH, R. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. **Geology**, v.38, n. 1, p. 39-42, 2010.

WRIGHT, V. P. **Paleosols: their recognition and interpretation**. Princeton, 1986. 315 p.

_____. Paleopedology: Stratigraphic relationship and empirical models. In: MARTINI, I. P.; CHESWORTH, W. (Ed.). **Weathering, soils & paleosols**. Amsterdam: Elsevier, 1992. p. 475-499.

_____. Calcretes. In: NASH, D. J.; MCLAREN, S. J. (eds.). **Geochemical sediments and landscapes**. Blackwell Oxford, 2007. p. 10-45.

WRIGHT, V. P.; MARRIOTT, S. B. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. **Journal of Geological Society of London**, 153, p. 907-913, 1996.

WRIGHT, V. P.; MARRIOTT, S. B. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. **Sedimentary Geology**, 86, p. 203-210, 1993.

WRIGHT, V. P.; PLATT, N. H.; MARRIOTT, S. B.; BECK, V. H. A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France. **Sedimentary Geology**, v. 100, p. 143-158, 1995.

WRIGHT, V. P.; PLATT, N. H.; WIMBLEDON, W. A. Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. **Sedimentology**, v. 35, p. 603-620, 1988.

WRIGHT, V. P.; TUCKER, M. E. **Calcretes**. London: The International Association of Sedimentologists, 1991. 352 p.

YAALON, D. H. **Paleopedology**: origin, nature and dating of paleosols. Jerusalem: International Society of Soil Science and Israel Universities Press, 1971.